

Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf das regionale Klima in Nordrhein – Westfalen

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Tilo Keller

Bonn 2002

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Einfluss der Landoberfläche auf das Klima	3
2.1	Physikalische Grundlagen	3
2.2	Studien zu klimatischen Auswirkungen von Landnutzungsänderungen mit Modellsimulationen	6
2.3	Studien zu Landnutzungsänderungen und deren klimatischen Auswirkungen mit AVHRR-Daten	8
2.4	Konzeption der Arbeit	11
3	Datengrundlagen	13
4	Landnutzung und Landnutzungsänderungen in Nordrhein-Westfalen	15
5	Modellierung	19
5.1	Modellbeschreibung	19
5.2	Landnutzungsszenarien	23
5.3	Fallstudien	26
5.3.1	Fallstudie 11.8.97 - 13.8.1997	29
5.3.2	Fallstudie 6.6.96 - 8.6.1996	42
5.3.3	Fallstudie 2.7.97 - 4.7.1997	52
5.3.4	Zusammenfassung der Modellergebnisse	61
6	Fernerkundung	65
6.1	Datenvorverarbeitung an der FU Berlin	65
6.1.1	Die solaren Kanäle	65
6.1.2	Die thermalen Kanäle	68
6.1.3	Georeferenzierung	68
6.1.4	Kompositbildung	69
6.2	Vegetationsindizes	70
6.3	Verbleibende Beeinträchtigungen und Korrekturen	74
6.3.1	Wolken	74
6.3.2	Einfluss der Atmosphäre - solare Kanäle	75
6.3.3	Einfluss von Atmosphäre und Emissivität - thermale Kanäle	77
6.3.4	Veränderte Beobachtungsgeometrie	79
6.4	Zusammenhang zwischen Reflexionsgraden, Vegetationsindizes, Landnutzung und T_s im langjährigen Mittel	87
6.4.1	Jahresgang von Reflexionsgraden, Vegetationsindizes und T_s	87
6.4.2	FVC, Vegetationsindizes und T_s im räumlichen Vergleich	89

6.5	Tendenzen von Reflexionsgraden, Vegetationsindizes, Landnutzung und T_s zwischen 1989 und 2000	92
6.5.1	Effekte der Korrekturfunktionen	92
6.5.2	Vergleiche von T_s mit T_{2m} - Werten von Klimastationen	96
6.5.3	Zusammenhang der Tendenzen von Reflexionsgraden, Vegetationsindizes, Landnutzung und T_s in Nordrhein-Westfalen zwischen 1989 und 2000	100
6.5.4	Reflexionsgrade, Vegetationsindizes und T_s im Bereich des Rheinischen Braunkohle Tagebaus zwischen 1989 und 2000	113
7	Schlussfolgerungen und Ausblick	119
Literatur	123
Anhang I	Das Bodenmodul TERRA	
Anhang II	Atmosphärischer Einfluss auf Fernerkundungssignale	
Anhang III	Vergleich von AVHRR – Oberflächentemperaturen mit 2 m - Temperaturen der Stationen in NRW	
Anhang IV	Satellitensignale 1989 - 2000	

Abbildungsverzeichnis

2.1:	Zusammenhang zwischen NDVI und T_s für verschiedene Flächeneinheiten (Nemani & Running 1995).....	9
2.2:	Beispiel des Zusammenhangs zwischen NDVI und T_s für verschiedene Bodenfeuchtigkeiten (Gillies & Carlson 1995)	10
3.1:	Ausgewertete Klimastationen des DWD in NRW	14
4.1:	Landnutzungsverteilung nach den Daten des Liegenschaftskatasters 1997.....	15
4.2:	Veränderung der Landnutzung zwischen 1981, 1988, 1997 und 2015 (Prognose) in NRW und den naturräumlichen Einheiten in Prozent der Fläche des Bezugsraumes.....	16
5.1:	In TERRA berücksichtigte hydrologische Prozesse (Doms & Schättler 1999).....	20
5.2:	In TERRA berücksichtigte thermische Prozesse (Doms & Schättler 1999).....	22
5.3:	Differenzen der Modellparameter Vegetationsbedeckungsgrad (FVC), Blattflächenindex (LAI), Rauigkeitslänge (z_0), Durchwurzelungstiefe (RD) und Bodenart zwischen LU81, LU88, LU97 und LU15	24
5.4:	Bodenwetterkarte für den jeweils ersten Tag der Fallstudien: 11.8.1997 (oben links), 6.6.1996 (oben rechts) und 2.7.1998 (unten links), jeweils 01:00 MEZ (Berliner Wetterkarte)	26
5.5:	Wolkenbedeckung, Windgeschwindigkeit und Niederschlag für den Kontrolllauf (LUCO) der LM-Fallstudien.	28
5.6:	Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert).....	29
5.7:	Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981	30
5.8:	Differenzen (NRW-Mittel) des Wolkenbedeckungsgrades für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen (links) 1981 und 2015 (prognostiziert) und (rechts) zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981	31
5.9:	T_s - (links) und q_s - (rechts) Änderungen zwischen 1981 und 1997 (oben) sowie zwischen vollständiger Waldbedeckung und 1981 (unten).....	32
5.10:	Auswirkungen der Landnutzungsänderungen in NRW auf die Oberflächentemperaturen im Lee des Landes.....	33
5.11:	Zusammenhang zwischen den Änderungen von Blattflächenindex (LAI), Vegetationsbedeckungsgrad (FVC), Durchwurzelungstiefe (RD) und Rauigkeitslänge (z_0) (LU97 - LU81) mit den simulierten T_s - Änderungen für den Zeitraum 11.8.1997 - 13.8.1997	33
5.12:	Differenzen der Wassergehalte der Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert)	34

5.13:	Zeitlich (11.8.97 12:00 UTC - 13.8.97 12:00 UTC) gemittelte Windfelder für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) vor dem Hintergrund der Topographie sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 mit der Veränderung der Rauheitslänge (unten)	35
5.14:	Querschnitt der potenziellen Temperatur θ sowie des zonalen und vertikalen Windes für LU97 (oben) am 12.8.1997 12:00 UTC sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) und zwischen LU81 und LUFO (unten)	37
5.15:	Für den Bereich zwischen $x=0$ und $x=100\text{ km}$ (vgl. Abbildung 5.14) gemittelte Vertikalprofile der potenziellen Temperatur für die Szenarien LUFO, LU81 und LU15 zu verschiedenen Zeitpunkten.....	38
5.16:	Wie Abbildung 5.14 aber für die spezifische Feuchte (q_s).....	39
5.17:	Differenzen im Strahlungshaushalt (NRW-Mittel) und der Oberflächentemperatur aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert) für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996.....	42
5.18:	Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981	43
5.19:	Differenzen (NRW-Mittel) des Wolkenbedeckungsgrades für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen (links) 1981 und 2015 (prognostiziert) und (rechts) zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981	43
5.20:	Niederschlagssummen der Szenarien LUFO, LU81, LU97 und LUCO	44
5.21:	Differenzen der drei einzelnen Läufe für LU81 und des LU97-Mittels zum LU81-Mittel.....	44
5.22:	T_s - (links) und q_s - (rechts) Änderungen zwischen 1981 und 1997 (oben) bzw. zwischen vollständiger Waldbedeckung und 1981 (unten).....	45
5.23:	Differenzen der Wassergehalte der Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert)	46
5.24:	Zeitlich (6.6.96 12:00 UTC - 8.6.96 12:00 UTC) gemittelte Windfelder für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) vor dem Hintergrund der Topographie sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 mit der Veränderung der Rauheitslänge (unten).....	47
5.25:	Querschnitt der potenziellen Temperatur θ sowie des zonalen und vertikalen Windes für LU97 (oben) am 6.6.1996 12:00 UTC sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) und zwischen LU81 und LUFO (unten)	49
5.26:	Regensummen (6.6.1996 01:00 UTC - 8.6.96 23:00 UTC) für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 (unten).....	50
5.27:	Differenzen im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert) für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997.....	52
5.28:	Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981	53

5.29:	Differenzen (NRW-Mittel) des Wolkenbedeckungsgrades für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen (links) 1981 und 2015 (prognostiziert) und (rechts) zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981	53
5.30:	T_s -(links) und q_s - (rechts) Änderungen zwischen 1981 und 1997 (oben) bzw. zwischen vollständiger Waldbedeckung und 1981 (unten). Dargestellt ist das Mittel für den Zeitraum 2.7.1997 12:00 UTC – 4.7.1997 12:00 UTC	54
5.31:	Differenzen der Wassergehalte der beiden Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert)	55
5.32:	Zeitlich (2.7.97 12:00 UTC - 4.7.97 12:00 UTC) gemittelte Windfelder für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) vor dem Hintergrund der Topographie sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 mit der Veränderung der Rauigkeitslänge (unten)	57
5.33:	Querschnitt der potenziellen Temperatur θ sowie des zonalen und vertikalen Windes für LU97 (oben) am 2.7.1997 12:00 UTC sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) und zwischen LU81 und LUFO (unten)	58
5.34:	Regensummen (2.7.1997 01:00 UTC - 4.7.97 23:00 UTC) für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 (unten links) und der Verlauf für LUFO, LU81, LU97 und LUCO (unten rechts)	59
6.1:	Beleuchtungs- und Sichtgeometrie von NOAA-AVHRR Messungen	67
6.2:	Spektrale Reflexionskurven von frischem Schnee (<i>fresh snow</i>), mittelhohen Wolken (<i>middle layer cloud</i>), Silberahorn (<i>silver maple</i>) und trockenem bzw. nassem Sandboden (<i>dry bzw. wet sandy soil</i>) (Verstraete & Pinty 1996)	69
6.3:	Schematische Darstellung der Auswirkungen von Störgrößen auf NDVI und GEMI	72
6.4:	Verhältnis zwischen FVC und NDVI (links) sowie zwischen FVC und GEMI (rechts) für unterschiedliche Bodenreflexionen	72
6.5:	Tests zur Bestimmung bewölkter Pixel	75
6.6:	Atmosphärische Einflüsse im Spektralbereich der Kanäle 1 und 2 des AVHRR. Die gepunkteten Kurven kennzeichnen die Filterfunktionen (Bolle 1982)	76
6.7:	NRW-Mittelwert von SUZ, SAZ und relativem Azimutwinkel	80
6.8:	Winkelabhängigkeit der Albedo von verschiedenen Oberflächen (Paltridge & Platt (1976) aus Iqbal (1983))	81
6.9:	Homogene Gemarkungsflächen mit geringen Veränderungen zwischen 1989 und 1997 (Testflächen)	81
6.10:	Veränderung von T_s -, NDVI-, C_1 - und C_2 - Monatsanomalien für homogene Acker- (Cropland), Siedlungs- (Urban) und Waldbereiche (Forest)	83
6.11:	Veränderung von T_s -, C_1 -, C_2 - und NDVI- Dekadenanomalien für homogene Siedlungs- (Urban) und Waldbereiche (Forest) für NOAA 11 (1989 - 1994) und NOAA 14 (1995 - 2000)	86
6.12:	Jahresgang (März (3) – Oktober (10)) homogener Landnutzungsklassen und des NRW-Mittels im NDVI- T_s - (links) bzw. GEMI- T_s - (rechts) Koordinatensystem	87
6.13:	Jahresgang homogener Landnutzungsklassen und des NRW-Mittels im C_1 - C_2 – Koordinatensystem	88

6.14:	Isolinien der Differenz zwischen NDVI und GEMI im C ₁ -C ₂ – Koordinatensystem	88
6.15:	Aus dem Liegenschaftskataster von 1997 abgeleiteter sommerlicher FVC sowie langjährige Durchschnittswerte (Juni - August) für NDVI, GEMI, T_s und C ₄	90
6.16:	Waldbedeckung in NRW (Burggraaff 2000)	91
6.17:	Streudiagramme zwischen FVC (1997) und den langjährigen Mittelwerten von sommerlichen NDVI, GEMI, T_s und C ₄ (1 km Auflösung)	91
6.18:	Verlauf der Oberflächentemperatur (NRW-Mittel) für NOAA 11 und NOAA 14.....	93
6.19:	Wie Abbildung 6.18, aber für die Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2	94
6.20:	Wie Abbildung 6.18, aber für NDVI und GEMI.....	95
6.21:	Änderungsvektoren von NDVI (links) und GEMI (rechts) für die Zeiträume von NOAA 11 und NOAA 14	96
6.22:	Verlauf von T_{2m} (graue durchgezogene Linie) und unkorrigierten (T_s , oben) bzw. korrigierten Oberflächentemperaturen (T_{sk} , unten)	99
6.23:	Trends von T_{2m} und T_{sk} für die Stationen in NRW	100
6.24:	Frühjahrs-, Sommer- und Herbstmittel von C ₁ , C ₂ , NDVI und GEMI in NRW zwischen 1989 und 2000	101
6.25:	Differenzen des FVC aus den Liegenschaftsdaten zwischen 1988 und 1997 sowie von NDVI, GEMI, T_s , C ₁ und C ₂ zwischen den Mittelwerten der Perioden 1989 - 1993 und 1995 - 1999 (jeweils ohne Korrekturen für die Abweichung des Sonnenzenitwinkels).....	102
6.26:	Differenzen des FVC aus den Liegenschaftsdaten zwischen 1988 und 1997 sowie von NDVI, GEMI, T_s , C ₁ und C ₂ zwischen den Mittelwerten der Perioden 1989 - 1993 und 1995 - 1999 (jeweils mit Korrekturen für die Abweichung des Sonnenzenitwinkels).....	104
6.27:	Zusammenhänge zwischen den FVC-, NDVI-, T_s - und GEMI-Änderungen.....	106
6.28:	Korrelationen zwischen FVC- und NDVI- Änderungen (SUZ - korrigiert) auf verschiedenen räumlichen Aggregationsebenen	106
6.29:	Korrelationen zwischen FVC-, NDVI-, T_s - und GEMI-Änderungen für verschiedene Zeitabschnitte.....	107
6.30:	Mittlere Monatsmittelwerte (Mai-September) des NDVI (korrigiert für den SUZ-Trend) 1989-1993 (oben links) und 1995-1999 (oben rechts), Differenz zwischen beiden Perioden (unten links) und Bereiche mit signifikanten Änderungen (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %, unten rechts)	108
6.31:	Wie Abbildung 6.30 aber für GEMI (korrigiert für die Änderung des Sonnenzenitwinkels).....	109
6.32:	Signifikante (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %) Differenzen des NDVI (links) und des GEMI (rechts, jeweils ohne Korrektur für die Änderung des Sonnenzenitwinkels) zwischen den Perioden 1995 - 1999 und 1989 – 1993	110
6.33:	Signifikante (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %) Differenzen von T_s (mit Korrektur für die Änderung des Sonnenzenitwinkels) zwischen den Perioden 1995 - 1999 und 1989 – 1993	111
6.34:	Lage der Abgrabungsbereiche der Tagebaue Garzweiler I, Inden I und Hambach 1990 und 1999	115
6.35:	Entwicklung von C ₁ und C ₂ auf den durchgängigen Abbaubereichen, den Rekultivierungsflächen und neu in Betrieb genommenen Abgrabungsbereichen	116

6.36: Wie Abbildung 6.34, aber für NDVI und GEMI.....	117
6.37: Wie Abbildung 6.34, aber für T_s und C_4	118

Tabellenverzeichnis

3.1:	Landnutzungsklassifikation des Liegenschaftskatasters	13
3.2:	NOAA-AVHRR Datensatz der FU Berlin	14
4.1:	Prognostizierte Zunahme der Siedlungen bis 2015 (in % der Siedlungs- und Verkehrsfläche von 1997) in Abhängigkeit der derzeitigen Siedlungs- und Landwirtschaftsflächenanteile	17
5.1:	Landnutzungseinheiten und zugeordnete Modellparameter (Lenz 1996, Tang & Miao 1998, Mölders 1998)	23
5.2:	Veränderung der Modellparameter zwischen 1981 und 2015	23
5.3:	Räumlich (NRW) und zeitlich (11.8.1997 12:00 UTC – 13.8.1997 12:00 UTC) gemittelte Werte verschiedener Parameter für LU81 sowie die Differenzen zu LU88, LU15 und LUFO	40
5.4:	Räumlich (NRW) und zeitlich (6.6.1996 12:00 UTC – 8.6.1996 12:00 UTC) gemittelte Werte verschiedener Parameter für LU81 sowie die Differenzen zu LU88, LU15 und LUFO	51
5.5:	Räumlich (NRW) und zeitlich (2.7.1997 12:00 UTC – 4.7.1997 12:00 UTC) gemittelte Werte verschiedener Parameter für LU81 sowie die Differenzen zu LU88, LU15 und LUFO	60
5.6:	Hochrechnung der Zunahme der täglichen mittleren Oberflächentemperaturen pro 10 Jahre, basierend auf den Modellergebnissen	62
6.1:	Prozentualer Schwellenwert der Reflexion von C_1 in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels zur Abgrenzung von Wolken	74
6.2:	Schwellenwert der Temperaturdifferenz von C_4 und C_5 zur Abgrenzung von Wolken in Abhängigkeit von Satellitenzenitwinkel und C_4 (Saunders & Kriebel 1988)	75
6.3:	Kriterien zur Auswahl der Testflächen	82
6.4:	Zusammenhang zwischen T_s , NDVI, C_1 und C_2 mit den Abweichungen des Sonnenzenitwinkels vom langjährigen Mittel ($x = \cos(d \text{ SUZ} + 45^\circ)$) für NOAA 11 und NOAA 14	85
6.5:	Trend für die Reflexionsgrade ($x = \text{Jahr seit 1989}$) der Kanäle 1 und 2, der Oberflächentemperatur sowie von NDVI und GEMI für NOAA 11, NOAA 14 und die gesamte Zeitreihe mit und ohne Korrektur für den Sonnenzenitwinkel	93
6.6:	Zusammenhang zwischen den 2 m - Temperaturen der Stationen mit den Strahlungstemperaturen des Kanals 4 (C_4), den Oberflächentemperaturen (T_s) und den für die Satellitendrift korrigierten Oberflächentemperaturen (T_{sk})	97
6.7:	Trends von T_{2m} , T_s , T_{sk} und T_{sk_2} zwischen 1990 und 1999	98
6.8:	Trends von C_1 , C_2 , NDVI, GEMI und T_s für den Braunkohletagebau. Index k kennzeichnet die für den Trend im Sonnenzenitwinkel korrigierten Reihen	114

Abkürzungen und Symbole

6S	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
ADP	Air Dryness Point
AE	Astronomische Einheit
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BRDF	Bidirectional Reflection Distribution Function
CORINE	Coordination of Information on the Environment
DAAC	Distributed Active Archive Center at Goddard Space Flight Center
DWD	Deutscher Wetterdienst
FAO	Food and Agricultural Organization
FC	Field Capacity
FU	Freie Universität (Berlin)
GCM	General Circulation Model
GEMI	Global Environmental Monitoring Index
ILS	Institut für Landes- und Stadtentwicklungsforschung Nordrhein-Westfalen
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LM	Lokal-Modell
LU15	Modellläufe mit der prognostizierten Landnutzung für 2015
LU81	Modellläufe mit der Landnutzung von 1981
LU88	Modellläufe mit der Landnutzung von 1988
LU97	Modellläufe mit der Landnutzung von 1997
LUCO	Kontrollläufe
LUFO	Modellläufe mit vollständiger Waldbedeckung in NRW
MAE	Mean absolute Error
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MURL	Ministerium für Umwelt, Raumordnung und Landschaftsplanung Nordrhein-Westfalen
MVC	Maximum Value Composite
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRW	Nordrhein-Westfalen
ppw	Precipitable Water
PWP	Permanent Wilting Point
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RMSE	Root Mean Square Error
SiB2	Simple – Biosphere 2
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
TISI	Temperature Independent Spectral Index
TLP	Turgor Loss Point
TOA	Top of Atmosphere
UBA	Umweltbundesamt
UTC	Universal Time Coordinate

C	spektral gerichteter Reflexionsgrad am Oberrand der Atmosphäre	[%]
C'	Austauschkoeffizient zwischen den Blättern und der Bestandsluft	$[(\text{m s}^{-1})^{0,5}]$
C _{BB}	digitaler Grauwert der Schwarzkörper - Referenzquelle	[-]
C _{tech}	technische Albedo	[%]
C _q ^d	Turbulenter Austauschkoeffizient für Feuchte	$[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$
C _S	spektral gerichteter Reflexionsgrad am Boden	[%]
c _p	spezifische Wärme der Luft	$[\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$
c _p	volumetrische Wärmekapazität des Bodens	$[\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}]$
CAPE	Convective Available Potential Energy	$[\text{J kg}^{-1}]$
clc	Wolkenbedeckungsgrad (Cloud Cover)	[%]
CO	am Sensor aufgezeichneter digitaler Grauwert	[-]
CO ₀	digitaler Grauwert des Weltalls	[-]
d	Abstand Sonne – Erde	[m]
d	Änderung / Differenz	
D _{1,2}	Eindringtiefen von Temperaturschwankungen in den Boden	[m]
D _W	hydraulische Diffusivität	$[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$
E	Evaporation	$[\text{mm t}^{-1}]$
E ₀	solare Einstrahlung TOA	$[\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}]$
E _b	Boden-Evaporation	$[\text{mm t}^{-1}]$
E _i	Evaporation aus dem Interzeptionsspeicher	$[\text{mm t}^{-1}]$
E _p	potenzielle Evaporation	$[\text{mm t}^{-1}]$
E _s	Evaporation aus dem Schneespeicher	$[\text{mm t}^{-1}]$
F	Stressfunktionen zur Bestimmung des Stomatawiderstandes	[-]
F	Filterfunktion	[-]
F _{k,k+1}	Feuchtefluss zwischen den Bodenschichten	$[\text{mm t}^{-1}]$
F _{hum}	Stressfunktion bezüglich des Feuchtedefizites	[-]
F _m	Maximaler Wasserfluss durch den Boden	$[\text{mm t}^{-1}]$
F _q	Feuchtefluss in die Atmosphäre	$[\text{mm t}^{-1}]$
F _{rad}	Stressfunktion bezüglich der Strahlung	[-]
F _{tem}	Stressfunktion bezüglich der Temperatur	[-]
F _{wat}	Stressfunktion bezüglich der Wasserverfügbarkeit	[-]
FPAR	Fraction of Photosynthetically Active Radiation	[%]
FVC	Vegetationsbedeckungsgrad (Fraction Vegetation Coverage)	[%]
G	Bodenwärmefluss	$[\text{W m}^{-2}]$
G _{cm}	Wärmestrom zwischen der zweiten und der klimatologischen Bodenschicht	$[\text{W m}^{-2}]$
G _i	Kalibrationskoeffizient (i=AVHRR-Kanal)	$[\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}]$
G _{mb}	Wärmestrom zwischen erster und zweiter Bodenschicht	$[\text{W m}^{-2}]$
G _{sb}	Wärmestrom zwischen Schnee und oberster Bodenschicht	$[\text{W m}^{-2}]$
H	sensibler Wärmefluss	$[\text{W m}^{-2}]$
H _b	sensibler Wärmefluss über blankem Boden	$[\text{W m}^{-2}]$
I	Infiltration	$[\text{mm t}^{-1}]$
I	Nullpunktverschiebung	$[\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}]$
I _i	Infiltration aus dem schneefreien Modellboden	$[\text{mm t}^{-1}]$
I _{i,int}	Versickerung aus dem Interzeptionsspeicher	$[\text{mm t}^{-1}]$
I _s	Infiltration aus dem Schneespeicher	$[\text{mm t}^{-1}]$
IK _{1,2}	Bodenartspezifische Infiltrationsparameter	[-]
k _{atm}	Signaldegradation durch atmosphärische Effekte	[-]
k _{brd}	Signaldegradation durch BRDF Effekte	[-]
k _{eff}	effektive Signaldegradation	[-]
k _{sat}	Sensordegradation	[-]

K_W	hydraulische Leitfähigkeit	$[ms^{-1}]$
l	Ozon - Mischungsverhältnis	$[cm\ O_3]$
L_a	Strahldichte durch Aerosolstreuung	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
$L_{i,Sat}$	Strahldichten ($i=AVHRR$ -Kanal)	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}]$
L_p	Strahldichte durch molekulare Streuung	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
L_r	Strahldichte durch Rayleighstreuung	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
L_{Sat}	Strahldichte am Sensor	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
L_{Surf}	solare Einstrahlung am Boden	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
L_V	latente Wärme durch Verdunstung	$[J\ kg^{-1}]$
LAI	Blattflächenindex (Leaf Area Index)	$[-]$
$N_{i,0}$	Strahlungstemperatur des Weltalls	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
$N_{i,BB}$	Strahlungstemperatur der Schwarzkörper-Referenzquelle	$[Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$
p	Luftdruck	$[Pa]$
p_s	Luftdruck am Boden	$[Pa]$
P	Niederschlag	$[mm\ t^{-1}]$
P_a	Phasenfunktion der Mie-Streuung	$[-]$
P_r	Phasenfunktion der Rayleigh-Streuung	$[-]$
P_r	Regen	$[mm\ t^{-1}]$
P_s	Schneefall	$[mm\ t^{-1}]$
PAR	Photosynthetic Active Radiation	$[Wm^{-2}]$
q_a	spezifische Feuchte der Luft	$[kg\ kg^{-1}]$
q_c	Wolkenwasser- und -eisgehalt	$[kg\ kg^{-1}]$
q_s	spezifische Feuchte am Boden	$[kg\ kg^{-1}]$
q_{sat}	Sättigungsfeuchte	$[kg\ kg^{-1}]$
r_a	aerodynamischer Widerstand	$[s\ m^{-1}]$
r_f	Widerstand zwischen Blättern und Bestandsluft	$[s\ m^{-1}]$
r_i	nasser Anteil einer Gitterbox	$[\%]$
r_s	Stomatawiderstand	$[s\ m^{-1}]$
r_s	schneebedeckter Anteil einer Gitterbox	$[\%]$
R	Abfluss	$[mm\ t^{-1}]$
R_i	Abfluss aus dem Interzeptionsspeicher	$[mm\ t^{-1}]$
R_{net}	Nettoeinstrahlung	$[W\ m^{-2}]$
R_L^{\downarrow}	Einfallende langwellige Strahlung am Boden	$[W\ m^{-2}]$
R_S^{\downarrow}	Einfallende kurzwellige Strahlung am Boden	$[W\ m^{-2}]$
RD	Durchwurzelungstiefe Rooting Depth	$[m]$
S	sphärische Albedo	$[\%]$
SAA	Satellitenazimutwinkel (Satellite Azimut Angle)	$[^{\circ}]$
SAZ	Satellitenzenitwinkel (Satellite Zenit Angle)	$[^{\circ}]$
SUA	Sonnenazimutwinkel (Sun Azimut Angle)	$[^{\circ}]$
SUZ	Sonnenzenitwinkel (Sun Zenit Angle)	$[^{\circ}]$
t	Zeit	$[s]$
$t_{1,2}$	Wellenperioden des atmosphärischen Antriebs	$[s]$
T	Temperatur	$[^{\circ}C\ oder\ K]$
T_{2m}	Temperatur in 2 m Höhe	$[^{\circ}C\ oder\ K]$
T_{33}	Temperatur der untersten atmosphärischen Schicht des LM	$[^{\circ}C\ oder\ K]$
T_a	Lufttemperatur	$[^{\circ}C\ oder\ K]$
T_{BS}	Temperatur des blanken Bodens	$[^{\circ}C\ oder\ K]$
T_c	Temperatur der untersten Bodenschicht	$[^{\circ}C\ oder\ K]$
T_k	Wasserverlust der k-ten Bodenschicht durch Transpiration	$[mm\ t^{-1}]$
T_m	Temperatur zwischen den obersten beiden Bodenschichten	$[K]$
T_P	Transpiration	$[mm\ t^{-1}]$

T_s	Oberflächentemperatur	[°C oder K]
T_{SAT}	Oberflächentemperatur aus Satellitendaten (C_4 , T_s , T_{sk})	[°C oder K]
T_{sk}	Oberflächentemperaturen aus Satellitendaten unter Berücksichtigung des mittleren SUZ-Trends	[°C]
T_{sk_2}	Oberflächentemperaturen der Satellitendaten unter Berücksichtigung des maximalen SUZ – Trends	[°C]
T_V	Temperatur des Vegetationsbestandes	[°C oder K]
T_z	Temperatur einer unteren atmosphärischen Schicht	[°C oder K]
u	zonale Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
u^*	Reibungsgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
u_{10m}	zonale Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe	[m s ⁻¹]
v	meridionale Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
v_{10m}	meridionale Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe	[m s ⁻¹]
v_h	horizontale Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
V_{tr}	latenter Wärmefluss durch Transpiration	[W m ⁻²]
V_b	latenter Wärmefluss durch Evaporation des Boden	[W m ⁻²]
w	vertikale Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
w	Wasserdampfgehalt	[mm]
W_i	Wassergehalt des Interzeptionsspeichers	[mm]
W_s	Wassergehalt des Schneespeichers	[mm]
X	Reflexionsgrade bzw. Oberflächentemperaturen	[K bzw. %]
X_M	langjähriges Mittel von Reflexionsgraden bzw. Oberflächentemperaturen für einen bestimmten Zeitraum (Monat oder Dekade)	[K bzw. %]
δX_A	Abweichungen zwischen X und X_M aufgrund von Änderungen der atmosphärischen Zusammensetzung	[K bzw. %]
δX_S	Abweichungen zwischen X und X_M aufgrund von Änderungen der Oberflächeneigenschaften	[K bzw. %]
δX_{SUZ}	Abweichungen zwischen X und X_M aufgrund von Änderungen der Beobachtungsgeometrie	[K bzw. %]
δX_C	Abweichungen zwischen X und X_M aufgrund von Kalibrationsungenauigkeiten	[K bzw. %]
z	Vertikalkoordinate	[m]
z_0	Rauhigkeitslänge	[m]
α	Albedo	[%]
β	Angströmscher Trübungskoeffizient	[-]
Γ	Transmissivität	[-]
γ	Asymmetrieparameter in Abhängigkeit des Aerosoltyps	[-]
γ	Korrekturfunktion	[-]
ε	Emissionsvermögen der Erdoberfläche	[-]
η	Bodenwassergehalt	[mm]
η_r	Bodenwassergehalt / Bodenwassergehalt bei Feldkapazität	[-]
η_k	Bodenwassergehalt der k-ten Bodenschicht	[mm]
η_{root}	Bodenwassergehalt im Wurzelraum	[mm]
θ	potenzielle Temperatur	[K]
λ	Wärmeleitfähigkeit	[W m ⁻¹ K ⁻¹]
λ	Wellenlänge	[μm]
ρ_a	Luftdichte	[kg m ⁻³]
ρ_w	Wasserdichte	[kg m ⁻³]
σ	Extinktionskoeffizient	[m ⁻¹]

σ	Stefan-Boltzmann - Konstante	$[\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}]$
τ	optische Dicke	$[-]$
ψ	Streuwinkel	$[\circ]$
ω_a	Einfachstreualbedo der Aerosole	$[-]$

Abstract

This thesis investigates the effects of current land cover changes in the German federal state North Rhine Westfalia (NRW) on regional climate. Present-day human-induced land cover alteration is characterized by an expansion of settlements and a reduction of areas used for agriculture. Changes of land surface properties influence the exchange of energy, momentum and matter between the Earth's surface and the atmosphere. Therefore, the principal questions of this study are how such alterations in turn influence the regional climate, which order of magnitude can be expected, and if it is possible to retrieve land cover changes and their thermal effects from long term satellite data.

Two different approaches are applied. Firstly, model simulations with the Lokal-Model (LM) of the German Weather Service (DWD) are performed to obtain an estimate about the expected order of magnitude of land cover change effects on meteorological variables. For this, model runs with varying land surface parameters are performed for different weather conditions. The land surface parameters represent the land cover of 1981, 1988 and 1997. Moreover, the model was run for a presumed land cover in 2015 and a scenario assuming complete forest cover in North Rhine Westfalia.

Secondly, changes in 10 day maximum *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) composites from *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) data between 1989 and 2000 with a resolution of about 1 km are investigated. The two channels in the solar spectrum were analyzed together with two vegetation indices, NDVI and GEMI (*Global Environmental Monitoring Index*), for signals caused by land cover changes. For studying the thermal effects of land cover alterations, surface temperatures are derived from the two AVHRR channels in the far infrared.

In general, the LM predicts a slight surface temperature increase with increasing proportions of residential areas. The rise of surface temperature is due to a reduction of the evapotranspiration of the land surface as a result of the decreasing amount of vegetation with ongoing urbanization. Accordingly, the model predicts a slight reduction of near surface specific humidity due to the present-day land cover changes. For clear sky conditions, there is a direct relation between the changes of surface parameters and their effects on surface temperature and near surface humidity.

Cloudy conditions and a high soil moisture content of the upper soil layer reduce the effects on simulated temperature and humidity. Strong cloud cover inhibits plant transpiration, and if the upper soil layer is sufficiently wet, the simulated transport of water directly through the soil into the atmosphere is more efficient compared to the transpiration of plants. Under these conditions, the model shows the opposite effects with decreasing surface temperatures when settlements increase.

Furthermore, the expansion of settlements increases the roughness of the land surface and therefore the model predicts a reduction of near surface wind speed.

The modification of land cover significantly alters the spatial and temporal development of clouds and precipitation, but the effects are spatially incoherent with the land cover change patterns. However, in both case studies with precipitation, the current land covers show a 10 % reduction of rainfall compared to the simulations assuming a complete forest cover in North Rhine Westfalia.

Long term mean values of vegetation indices derived from AVHRR data between 1989 and 2000 are in good agreement with the fraction of vegetation coverage derived from official land survey data. However, the effects of land cover changes on the satellite signals are superposed in particular by interannual variability of synoptic climate and resulting variations of phenology. A systematic error is caused by the orbital drift of NOAA 11 and NOAA 14 satellites, which leads to significant artificial trends in surface temperature, short wave reflectivity and NDVI. The effects of changing illumination conditions are removed using stable test areas where no changes of surface properties took place according to official land survey data.

The spatially averaged vegetation indices do not show a constant trend over the whole period, neither with nor without the performed correction for changing illumination conditions. However, differences between the means of the 1995 to 1999 period and the 1989 to 1993 period illustrate significantly higher NDVI values during the second half of the 1990ies. This effect is removed with the correction for the satellite drift. GEMI is less affected by the correction procedure and the differences between the two time periods are similar to the ones of the corrected NDVI.

The differences of the corrected vegetation indices between the 1989 to 1993 and the 1995 to 1999 periods are small compared to the interannual variations within these periods caused by large scale fluctuations in climate. In North Rhine Westfalia, only areas with open pit mining show significant changes in the satellite signals between both periods. In contrast, the effects of urbanization are small on the single pixel level and insignificant in the satellite time series. The examination for the open pit mining areas illustrates, however, that drastic land cover changes are reflected in time series of the short wave channels and vegetation indices. These areas reveal positive surface temperature trends with decreasing vegetation coverage (and vice versa). However, the opposite trends between surface temperature and vegetation coverage are mainly caused by the use of NDVI to correct surface radiative temperatures for emissivity effects.

Concluding, the results show that systematic errors and interannual climatic variability have to be taken into account for the evaluation of land cover change effects on multi-annual time series of AVHRR data. Furthermore, the interpretation of changes of vegetation indices is less ambiguous when the single channels in the visible and the near infrared are included in the investigations.

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Analyse der Auswirkungen gegenwärtiger Landnutzungsänderungen in Nordrhein-Westfalen auf das regionale Klima. Die heutigen Flächenumwandlungen sind im wesentlichen durch die Ausweitung der Siedlungsflächen auf Kosten landwirtschaftlich genutzter Bereiche gekennzeichnet. Die grundlegenden Fragen sind, wie sich die mit den Landnutzungsänderungen verbundenen Änderungen des Energie-, Impuls- und Stoffaustausches zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre auf das regionale Klima auswirken, welche Größenordnungen zu erwarten sind und ob sich die Veränderungen der Landoberfläche und ihre thermischen Effekte an Hand von satellitengestützten Beobachtungsdaten nachweisen lassen.

Zur Erfassung des Landschaftswandels und dessen Auswirkungen werden zwei unterschiedliche Ansätze angewendet. Um die Größenordnung der Effekte abschätzen zu können, werden zunächst Simulationen mit dem Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes durchgeführt. Dabei werden für verschiedene Wetterlagen Modellläufe gerechnet, die sich nur durch die Modellparameter der Landoberfläche unterscheiden. Diese Parameter repräsentieren dabei die Landnutzung der Jahre 1981, 1988 und 1997. Zusätzlich werden die Auswirkungen einer prognostizierten Landnutzung für 2015 und einer vollständigen Waldbedeckung in Nordrhein-Westfalen simuliert.

Neben den Modellsimulationen werden 10 Tages-Komposite des maximalen *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) zwischen 1989 und 2000 mit einer räumlichen Auflösung von ca. 1 km als Beobachtungsdaten herangezogen. Die Analyse der Landnutzungsänderungen erfolgt im solaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums über die beiden Kanäle im sichtbaren und nahinfraroten Bereich sowie den daraus abgeleiteten Vegetationsindizes NDVI und GEMI (*Global Environmental Monitoring Index*). Zur Analyse der thermischen Effekte werden Oberflächentemperaturen aus den beiden Kanälen im fernen Infrarot abgeleitet.

Nach den Modellsimulationen ergeben sich mit der Ausdehnung der Siedlungsbereiche leichte Temperaturanstiege. Ursache ist die abnehmende Verdunstung der Landoberfläche infolge des Vegetationsrückgangs mit der Ausweitung der Siedlungsflächen. Entsprechend geht auch die spezifische Feuchte am Boden zurück. Bei geringem Wolkeneinfluss bestehen sehr enge Beziehungen zwischen den Änderungen der Oberfläche und den simulierten Auswirkungen auf Oberflächentemperatur und spezifischer Feuchte am Boden.

Bei starker Bewölkung und hoher Bodenfeuchte sind die Unterschiede der Oberflächentemperaturen und der spezifischen Feuchte am Boden zwischen den verschiedenen Landnutzungsszenarien geringer. Dichte Bewölkung hemmt die Pflanzenverdunstung, und falls gleichzeitig die oberste Bodenschicht ausreichend feucht ist, kann die modellierte Verdunstung des blanken Bodens die der Pflanzen übertreffen. In diesen Fällen ergibt sich eine entgegengesetzte Tendenz mit abnehmenden Oberflächentemperaturen bei zunehmenden Siedlungsflächen.

Durch die Ausweitung der Siedlungsflächen erhöht sich die Rauigkeit der Erdoberfläche, was zu abnehmenden bodennahen Windgeschwindigkeiten führt.

Auf die zeitliche und räumliche Entwicklung von Bewölkung und Niederschlag wirken sich die geänderten Landnutzungen deutlich aus, wobei allerdings keine räumlichen

Zusammenhänge zu den gegenwärtigen Änderungen der Landnutzung bestehen. Bei beiden Fallstudien mit Regen nehmen die Niederschlagsmengen um ca. 10 % im Vergleich zu einer vollständig waldbedeckten Landschaft ab.

Die aus den AVHRR-Daten zwischen 1989 und 2000 abgeleiteten Vegetationsindizes zeigen im langjährigen Mittel eine gute räumliche Übereinstimmung mit den aus den Daten des Liegenschaftskatasters abgeleiteten Vegetationsbedeckungsgraden. In den Zeitreihen der Satellitensignale werden die Änderungen der Landoberfläche aber insbesondere von der Variation des phänologischen Jahresgangs der Vegetation überlagert. Systematische Fehler werden durch die kontinuierliche Verspätung der Überflugzeit der Satelliten NOAA 11 und NOAA 14 relativ zur Lokalzeit verursacht, weil dadurch signifikante Trends der Oberflächentemperaturen sowie des NDVI und der Reflexionsgrade der kurzwelligen Kanäle entstehen. Die Auswirkungen der Trends der Einstrahlungsbedingungen wurden anhand von homogenen Testflächen korrigiert, an denen nach den Liegenschaftskatasterdaten keine Änderungen der Oberflächeneigenschaften auftreten.

Die Vegetationsindizes zeigen im Landesmittel weder vor noch nach der Korrektur des Einflusses des Sonnenzenitwinkels einen eindeutigen Trend. Vergleicht man die Mittelwerte für die beiden Perioden 1989 bis 1993 und 1995 bis 1999, so zeigen sich aber signifikant höhere NDVI - Werte für die zweite Hälfte der 90-er Jahre. Dieser Effekt verschwindet mit der Berücksichtigung des Sonnenzenitwinkelleffekts. Für den GEMI sind die Unterschiede vor und nach der Korrektur geringer und die Differenzen zwischen der ersten und der zweiten Hälfte der 90-er Jahre entsprechen weitgehend denen des korrigierten NDVI.

Die Differenzen zwischen beiden Perioden sind nach der Korrektur für die Verspätungen der Satelliten im Vergleich zu den Schwankungen innerhalb der beiden Perioden gering. In Nordrhein–Westfalen zeigen praktisch nur die Bereiche des Rheinischen Braunkohletagebaus Veränderungen, die mit Sicherheit größer als die zwischenjährige Variabilität der einzelnen Perioden sind. Demgegenüber sind die Effekte der Urbanisierung auf der Pixelebene in der Zeitreihe der Satellitendaten nicht signifikant.

Die Untersuchungen an den Tagebaubereichen verdeutlichen aber, dass sich drastische Landnutzungsänderungen durchaus in den Entwicklungen der Vegetationsindizes bemerkbar machen. An diesen Flächen zeigen sich darüber hinaus Zunahmen der Oberflächentemperaturen bei abnehmenden Vegetationsgehalten (und umgekehrt), allerdings nicht in den Strahlungstemperaturen, sondern erst nach der Berücksichtigung der Emissivität über den NDVI. Die Ergebnisse zeigen somit, dass für die Analyse der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen mit mehrjähriger AVHRR-Datenreihen systematische Fehler und die natürliche zwischenjährige Variabilität der Witterung berücksichtigt werden müssen. Weiterhin wird deutlich, dass die Interpretation von Änderungen der Vegetationsindizes durch die zusätzliche Auswertung der Kanäle im sichtbaren Bereich und im nahen Infrarot erheblich an Aussagekraft gewinnt.

1 Einleitung

Die natürliche Gestalt der Landoberfläche ist entscheidend von klimatischen Faktoren geprägt. Die Zusammensetzung, Physiognomie und Verbreitung der globalen Vegetation reflektiert die Klimazonen so deutlich, dass sie zur Klimaklassifikation genutzt werden (Köppen 1936), und regional können aus dem Vorkommen bestimmter Pflanzenarten Rückschlüsse auf das jeweilige Mikroklima gezogen werden (Ellenberg 1974). Entsprechend werden die Feuchte- und Temperaturverhältnisse eines Raumes zur Unterteilung der Vegetationsformen herangezogen (Holdridge 1947, Walter 1990). Auch andere Einflussgrößen der Vegetationsverbreitung, wie Relief und Bodeneigenschaften sind zumindest teilweise von derzeitigen und vergangenen Klimabedingungen abhängig.

Umgekehrt wirkt die Landoberfläche auf die Atmosphäre zurück. So modifiziert die Orographie die Strömungsverhältnisse und damit das Windfeld, was wiederum, beispielsweise durch erzwungene Hebungen, Auswirkungen auf die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse hat. Die jeweiligen Boden- und Vegetationsstrukturen beeinflussen den Energie-, Impuls- und Stoffaustausch zwischen Erdoberfläche und atmosphärischer Grenzschicht. Die Landoberfläche ist dadurch ein wichtiger Regler des Wasser- und Kohlenstoffkreislaufs und damit des globalen Klimasystems.

Auf der lokalen Skala zeigen sich die Rückwirkungen der Erdoberfläche auf die bodennahen Luftschichten beispielsweise in Form des städtischen Wärmeinseleffektes. Durch die Veränderungen der Albedo, der Bodenwärmekapazität, der Aufteilung der Nettoeinstrahlung in fühlbaren und latenten Wärmestrom und der aerodynamischen Rauigkeit unterscheiden sich städtische Siedlungen klimatisch deutlich von ihrem Umland. Sind großflächige, horizontal homogene Landschaftsstrukturen durch deutliche Gradienten getrennt, so können durch unterschiedliche Erwärmungen mesoskalige Ausgleichszirkulationen verursacht oder überregionale Zirkulationen verändert werden. Beispiele für thermisch angeregte Zirkulationen sind auf der Mesoskala insbesondere die Land- - Seewindzirkulationen. Auch auf der kontinentalen Skala können Gradienten der Landbedeckung das Klima beeinflussen. Beispielsweise bewirkt die deutlich geringere Albedo der borealen Nadelwälder im Vergleich zur Tundra eine raschere Erwärmung im Frühjahr und damit eine längere Vegetationsperiode. Gallimore & Kutzbach (1996) sowie de Noblet et al. (1996) und Foley et al. (1994) diskutieren, wie Veränderungen der Grenze zwischen beiden Biomen zur Initiierung von Kalt- bzw. Warmzeiten beitragen können.

Erdoberfläche und Klima befinden sich somit durch verschiedene Wechselwirkungen in einem dynamischen Gleichgewicht und Simulationen mit globalen Zirkulationsmodellen zufolge können die klimatischen Auswirkungen durch großflächige Landnutzungsänderungen in der durch die Zunahme atmosphärischer Treibhausgase erwarteten Größenordnung liegen (z.B. Shukla et al. 1990). Allerdings bestehen gerade hinsichtlich der Größenordnungen der Rückwirkungen von Landnutzungsänderungen auf das Klima noch erhebliche Unsicherheiten (Hurt et al. 1998)

Verglichen mit weiten Teilen der Erde sind die Veränderungen der Landoberfläche durch den Menschen in der Bundesrepublik Deutschland heute relativ gering und die meisten Maßnahmen sind räumlich eng begrenzt. Dennoch nehmen die Siedlungs- und Verkehrsflächen auf Kosten landwirtschaftlich genutzter Bereiche durch zahlreiche lokale Eingriffe kontinuierlich zu. Seit 1950 hat sich die Siedlungs- und Verkehrsfläche mehr als verdoppelt und 1999 entstanden beispielsweise täglich im Durchschnitt 129 ha neue Siedlungsflächen. Gleichzeitig zeigen die Jahresmitteltemperaturen zwischen 1901 und 1999 Zunahmen von

0,6° C (UBA 2001). Somit ergibt sich die Frage nach dem Anteil schleichender Landnutzungsänderungen an dem beobachteten Temperaturtrend. Vor dem Hintergrund von Klimaschutzzielen und neuen Instrumentarien der Prüfung der Umweltauswirkungen von Plänen und Programmen (Richtlinie 2001/42/EG des europäischen Parlamentes und des Rates vom 27. Juni 2001) ist eine quantitative Abschätzung des Einflusses anthropogener Änderungen der Landschaft auf das regionale Klima auch von praktischem Interesse. Verglichen mit anderen Folgewirkungen der Umgestaltung der Landschaft, wie beispielsweise die Beeinträchtigungen der Lebensraumqualität von Pflanzen und Tieren, Belastungen der Bodenfunktionen oder Änderungen des Abflussverhaltens sind die Auswirkungen auf das regionale Klima aber weit weniger offensichtlich und für konkrete Planungen bislang kaum untersucht.

Studien zu den Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre sind auch für die numerische Wettervorhersage bedeutsam, da die steigenden Anforderungen an Genauigkeit und räumliche Auflösung der Vorhersagen immer präzisere Beschreibungen dieser Zusammenhänge erfordern. Umgekehrt ermöglichen die kontinuierlichen Verbesserungen der mesoskaligen Modellierung die Analyse der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf das Regionalklima mit Modellen wie dem Lokal – Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Entsprechende Simulationen dienen im Rahmen dieser Arbeit als Grundlagen zur Untersuchung der durch Landnutzungsänderungen verursachten regionalen Klimaänderungen. Räumlicher Bezug ist dabei in erster Linie das Land Nordrhein-Westfalen (NRW). Darüber hinaus soll analysiert werden, ob sich die Landnutzungsänderungen und deren thermische Reaktionen als Trends in den Signalen der Reflexions- und Emissionseigenschaften der Erdoberfläche nachweisen lassen. Aufgrund des mittlerweile mehr als 20 Jahre andauernden operationellen Betriebes ohne grundlegende technische Änderungen und der hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung bieten sich dazu insbesondere die Daten des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) an. Wegen systematischer Fehler ist der Nutzen mehrjährige Zeitreihen der AVHRR – Daten zur Erkennung von Änderungen der Landoberflächen aber nicht unumstritten. Gerade Oberflächentemperaturen aus AVHRR-Daten wurden bislang kaum als unabhängige Variable zur Analyse von Klimaänderungen genutzt.

Die Arbeit entstand als meteorologischer Beitrag zur ersten Förderperiode des Graduiertenkollegs 437 ‚das Relief – eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche‘. Forschungsschwerpunkt des Kollegs ist die Rolle des Reliefs als Grenzfläche zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Biosphäre. Der vorliegende Beitrag analysiert dabei die Auswirkungen von Veränderungen dieser Grenzfläche auf das Regionalklima.

Die theoretischen Hintergründe des Zusammenhangs zwischen Landoberflächen und dem regionalen Klima sowie ausgewählte Literaturergebnisse werden in Kapitel 2 reflektiert. Kapitel 3 beschreibt die verwendeten Daten, bevor in Kapitel 4 die Analyse der Landnutzung und deren Änderung in NRW an Hand von statistischen Daten des Liegenschaftskatasters erfolgt. In Kapitel 5 werden die LM-Simulationen zur Abschätzung der Größenordnung des Einflusses der gegenwärtigen Veränderungen der Landnutzung auf das Regionalklima beschrieben. Die AVHRR-Daten und deren Änderungen zwischen 1989 und 2000 werden in Kapitel 6 dargestellt. Kapitel 7 enthält die Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse sowie die Schlussfolgerungen und einen Ausblick.

2 Einfluss der Landoberfläche auf das Klima

In diesem Kapitel werden zunächst die physikalischen Grundlagen des Zusammenhangs zwischen der Landoberfläche und Elementen des Regionalklimas dargestellt (Kapitel 2.1). Darauf folgt ein Literaturüberblick zu Studien, die sich mit der Simulation der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf das globale und regionale Klima beschäftigen (Kapitel 2.2). Kapitel 2.3 enthält eine Zusammenstellung von Arbeiten, die AVHRR-Daten zur Analyse des Zusammenhanges zwischen Eigenschaften der Landoberflächen und Oberflächentemperaturen nutzen. Die wichtigsten Ergebnisse des Literaturüberblicks bilden die Grundlage der Konzeption der eigenen Arbeit, auf die in Kapitel 2.4 näher eingegangen wird.

2.1 Physikalische Grundlagen

Der Zusammenhang zwischen den Eigenschaften der Erdoberfläche und der Atmosphäre ergibt sich aus den Wasser- und Energiebilanzgleichungen, die für Landoberflächen wie folgt formuliert werden können:

$$P + R + E + I = 0 \quad (2-1)$$

$$R_{net} + H + L_v E + G = 0 \quad (2-2)$$

P ist der Niederschlag, R der Abfluss, E die Verdunstung, I die Infiltration, R_{net} die Nettoeinstrahlung, H der fühlbarer Wärmefluss, $L_v E$ der Evapotranspirationsfluss und G der Bodenwärmefluss¹. Die Nettoeinstrahlung kann weiter differenziert werden:

$$R_{net} = (1 - \alpha) R_s^\downarrow + \varepsilon R_l^\downarrow - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (2-3)$$

wobei α die Albedo ist und R_s^\downarrow bzw. R_l^\downarrow die einfallenden kurz- bzw. langwelligen Strahlungsflüsse kennzeichnen. ε ist die langwellige Emissivität der Erdoberfläche, σ die Stefan-Boltzmann - Konstante und T_s die Oberflächentemperatur.

Der Bodenwärmestrom kann folgendermaßen beschrieben werden:

$$G = -\lambda(\eta) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2-4)$$

λ steht für die Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit des Bodenwassergehalts η und $\partial T / \partial z$ ist der Temperaturgradient im Boden.

Der fühlbare Wärmestrom wird oft parametrisiert durch:

$$H = \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (2-5)$$

ρ_a ist die Dichte und c_p die spezifische Wärme der Luft, T_a die Lufttemperatur und r_a der aerodynamische Widerstand.

Analog kann der Fluss latenter Wärme folgendermaßen beschrieben werden:

¹ Es handelt sich bei den Termen um Energieflussdichten der Einheit [W/m²], die im Rahmen dieser Arbeit wie allgemein üblich verkürzend als Energieflüsse oder Wärmeströme bezeichnet werden

$$LE = \rho_a L_v \frac{q_s - q_a}{r_a} \quad (2-6)$$

mit der Verdunstungswärme L_v , der spezifischen Feuchte unmittelbar über dem Boden q_s und der spezifischen Feuchte der Luft in Referenzhöhe q_a . Über Vegetationsbeständen wird der Fluss latenter Wärme durch den Stomatawiderstand der Pflanzen r_s modifiziert, und für die spezifische Feuchte wird in der Regel Sättigung in Abhängigkeit der Bestandstemperatur $q_{sat}(T_s)$ angenommen:

$$LE = \rho_a L_v \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a + r_s} \quad (2-7)$$

Die Beschaffenheit der Landoberfläche beeinflusst einmal über ihre Exposition und Neigung die verfügbare Energie und bestimmt des weiteren die Oberflächenenergiebilanz über die Albedo, die Emissivität, die thermale Leitfähigkeit des Bodens sowie über aerodynamischen und stomatären Widerstand. Albedo, Wärmeleitfähigkeit, Stomatawiderstand und das Feuchtedefizit werden durch die Bodenfeuchte beeinflusst; die aerodynamische Kopplung zwischen Land und Atmosphäre ist u.a. eine Funktion der Rauigkeit der Oberfläche. Damit bestimmen Landoberflächen die Oberflächenenergiebilanz durch ihre Rauigkeit sowie ihre thermischen Eigenschaften und Feuchtezustände. Umgekehrt ergibt sich aus der Energiebilanzgleichung eine unter den jeweiligen atmosphärischen Bedingungen für einheitliche Landoberflächen charakteristische Oberflächentemperatur.

Vom Menschen verursachte Landnutzungsänderungen betreffen in erster Linie die vorhandenen Vegetationsstrukturen. Der direkte Einfluss der Vegetation auf die Oberflächenenergiebilanz und die Oberflächentemperatur lässt sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Über (hellen) Böden führt die Abnahme von (dunkler) Vegetation zu einer Erhöhung der Albedo. Damit steht weniger Energie zur Verdunstung und zur Aufheizung der Erdoberfläche zur Verfügung. Daher gehen die latenten und fühlbaren Wärme flüsse zurück, was wiederum die Aufwärtsbewegung der Luft und die Feuchtekonvergenz in Bodennähe verringern kann.
- Gegenüber den Diffusionsprozessen durch den Boden gelangt das Bodenwasser über die Transpiration der Pflanzen meist schneller und aus tieferen Schichten in die Atmosphäre. Abnehmende Vegetationsbedeckung reduziert daher in der Regel den latenten Wärme fluss im Verhältnis zur verfügbaren Energie.
- Verglichen mit dem blanken Boden ist die Oberfläche des Pflanzenbestandes wesentlich größer, so dass auch bei eingeschränkter Transpiration mehr Feuchte an die Atmosphäre abgegeben werden kann.
- Zunehmende Vegetationsdichte erhöht bis zu einem bestimmten Grad die Rauigkeitslänge der Oberfläche und damit den turbulenten Austausch von Wärme und Feuchte über dem Bestand, was zu einer Abnahme der Oberflächentemperatur führt. Ebenso erhöht aber beispielsweise auch die Umwandlung von Ackerflächen in Siedlungsbereiche die Rauigkeitslänge und führt damit tendenziell ebenfalls zu Temperaturabnahmen.

Veränderungen der Vegetationsstrukturen beeinflussen somit die Strahlungsflüsse, die auf die thermischen Eigenschaften und den hydrologischen Zustand der Erdoberfläche zurückwirken. Damit ergeben sich komplizierte Rückkopplungen. Raupbach (1998) beschreibt vier lokale Rückkopplungsmechanismen auf der kurzen Zeitskala (ungefähr einen Tag):

Strahlungsrückkopplung

Die verfügbare Energie zum Transport fühlbarer oder latenter Wärme in die Atmosphäre wird durch den Einfluss der Oberflächentemperatur auf die langwellige Ausstrahlung modifiziert (Gleichungen 2-2 und 2-3). Bei zunehmender Oberflächentemperatur steigt die langwellige Ausstrahlung, wodurch sich eine negative Rückkopplung auf die verfügbare Energie und damit auf die Oberflächentemperatur ergibt. Praktisch ist die Strahlungsrückkopplung nach Raupbachs (1998) Modellsimulationen nur über sehr glatten Oberflächen bedeutsam, da ansonsten der Wärmeaustausch primär durch die Turbulenz bestimmt wird (siehe aerodynamische Rückkopplung).

Physiologische Rückkopplung

Bei mittleren bis hohen Oberflächentemperaturen schützen sich die Pflanzen bei weiteren Zunahmen von T_s über das physiologisch regulierte Schließen der Stomataöffnungen gegen zu starken Transpirationsverlust. Damit steigt r_s , der Verdunstungsfluss wird reduziert und der fühlbare Wärmefluss nimmt zu. Somit ergibt sich eine positive Rückkopplung bezüglich T_s bis zum vollständigen Schließen der Stomata. Modellsimulationen zeigen häufiges Schließen der Stomata unter typischen Sommerbedingungen bei Oberflächentemperaturen zwischen 25° C und 30° C, sofern die aerodynamische Rückkopplung (s.u.) nicht berücksichtigt wird.

Aerodynamische Rückkopplung

Mit der Zunahme von T_s nimmt die thermische Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht ab. Dadurch erhöht sich die Turbulenz, und die Oberflächentemperatur sinkt aufgrund des intensiveren Wärmeaustausches wieder ab. Die aerodynamische Rückkopplung führt dazu, dass die Oberflächentemperaturen schon bei Oberflächen mit einer mittleren Rauigkeit so weit reduziert werden, dass die physiologische Rückkopplung erheblich an Bedeutung verliert.

Rückkopplung über die atmosphärische Grenzschicht

Die Rückkopplungen über die atmosphärische Grenzschicht wirken auf einer größeren Skala, die näherungsweise der Grenzschichthöhe entspricht. Tagsüber wird die Höhe der Grenzschicht wesentlich durch den fühlbaren Wärmefluss bestimmt und nimmt mit T_s zu. Als Ausgleich wird aus der freien Atmosphäre meist trockenere Luft eingemischt, das Sättigungsdefizit erhöht sich in der Grenzschicht, der latente Wärmefluss steigt an und T_s wird reduziert.

Durch horizontale Variationen der Höhe der Grenzschicht und des fühlbaren Wärmestroms können unterschiedliche Landoberflächen Windzirkulationen in der Größenordnung der Land- - Seewindzirkulation auslösen (Pielke et al. 1999). Die Heterogenität und Verteilung der Landnutzung sind in diesem Zusammenhang von entscheidender Bedeutung (Avisar & Pielke 1989). Nach Seth & Giorgi (1996) stellen sich mesoskalige Zirkulationen ab charakteristischen Längenskalen der unterschiedlichen Landoberflächeneinheiten von 30 km ein und sind in mittleren Breiten bei Längenskalen in der Größenordnung von 100 km maximal.

Weitere Rückkopplungsmechanismen bestehen über das Niederschlags- und Abflussregime. Durch die Änderungen der potenziellen Temperatur eines bodennahen Luftpaketes beeinflussen Landnutzungsänderungen die *Convective Available Potential Energy* (CAPE) und damit die Wolken- und Niederschlagsbildung (Pielke 2001). Wolken- und Niederschlagsänderungen wirken wiederum direkt auf die Wasser- und Oberflächenenergiebilanzen. Infiltration, Interzeption und Oberflächenabfluss sind ebenfalls von der Ausprägung der Landoberfläche abhängig und bestimmen die für die Verdunstung verfügbare Feuchtemenge.

2.2 Studien zu klimatischen Auswirkungen von Landnutzungsänderungen mit Modellsimulationen

Da die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf das Klima einerseits wegen zahlreicher sich überlagernder Effekte durch Messungen schwer nachweisbar sind und andererseits klare Beziehungen zu den Energie- und Feuchtebilanzen bestehen, werden für Studien zu klimatischen Auswirkungen von Oberflächenänderungen in erster Linie Modellsimulationen herangezogen.

Auf der globalen Skala untersuchten Shukla & Mintz (1982) die Effekte der Verdunstung der Landoberfläche auf das globale Klima durch Simulationen der atmosphärischen Zirkulation für eine vollständig vegetationsbedeckte Erdoberfläche mit potenzieller Evapotranspiration sowie für eine trockene, vegetationsfreie Erdoberfläche ohne Verdunstung. Die Oberflächentemperaturen waren nördlich von 20° S im trockenen Fall 15° bis 20° C höher. Entsprechend entstanden deutlich stärkere Aufwärtsbewegungen über den Kontinenten und absinkende Luftmassen über den Ozeanen. Aufgrund der fehlenden Verdunstung der Landoberflächen führten die stärkeren Aufwärtsbewegungen über den Kontinenten aber nicht zu höheren Niederschlägen, in Eurasien gingen die Niederschläge vielmehr fast auf Null zurück.

Fraedrich et al. (1999) verglichen ebenfalls Simulationen der atmosphärischen Zirkulation für eine vollständig vegetationsbedeckte und eine vegetationslose Erdoberfläche. Über den vegetationsfreien Kontinenten ging die Intensität des hydrologischen Kreislaufs zurück; die Verdunstung verringerte sich auf ein Drittel, die Niederschläge auf die Hälfte der Menge bei vollständiger Vegetationsbedeckung. Der Einfluss der höheren Oberflächenalbedo der unbewachsenen Landoberfläche auf die Strahlungsbilanz wurde durch abnehmende Wolkenalbedo kompensiert. Die 2 m - Temperatur lag ohne Vegetation um etwa 1,2 K höher als bei vollständiger Vegetationsbedeckung. Andererseits war die mittlere und obere Troposphäre der vegetationslosen Erde über der nördlichen Hemisphäre im Sommer aufgrund der geringeren Niederschläge um bis zu 4 K kälter.

Chase et al. (1996) verglichen ebenfalls auf der globalen Skala Modellsimulationen mit dem aktuellen Blattflächenindex (*Leaf Area Index*, LAI) aus Satellitendaten und dem LAI aus Karten der potenziellen Vegetation. Die potenzielle Vegetation beschreibt die in einem bestimmten Gebiet ohne den Einfluss des Menschen aufgrund klimatischer und bodenspezifischer Faktoren hypothetisch zu erwartenden Vegetationseinheiten. Auf das mittlere globale bodennahe Klima ergaben sich geringe Unterschiede durch die anthropogene Veränderung der Vegetation (Lufttemperaturerhöhung um 0,1 K). Die höchsten Effekte (Erwärmung um über 6 K) zeigten sich für die nördlichen hohen Breiten im Winter, obwohl der direkte Antrieb durch die Vegetation in dieser Zeit vernachlässigbar ist. Die Autoren führen die Erwärmung auf Fernwirkungen infolge der Veränderungen des Blattflächenindex in den Tropen zurück.

Auf der kontinentalen Skala modellierten Shukla et al. (1990) die Auswirkungen der vollständigen Entwaldung des Amazonasbeckens und erhielten Temperaturzunahmen von 2,5 K, Niederschlagsabnahmen um ca. 650 mm (26 %) und Verdunstungsabnahmen um ca. 500 mm (30 %). Die Verdunstungs- und Niederschlagszahlen zeigten, dass Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation entstehen und die Konvergenz feuchter Luft im Gebiet reduziert wird. Gerade bezüglich der Größenordnung und sogar der Richtung der Auswirkungen der Entwaldung im Amazonasgebiet liegen allerdings sehr unterschiedliche Simulationsergebnisse vor (Lean & Rowntree 1997).

Die Simulationen von Pan et al. (1999) zu Veränderungen des regionalen Klimas in den USA durch die Umwandlung der natürlichen Vegetation der Prairiegebiete in Ackerflächen ergaben zunehmende Verdunstungsraten und damit feuchtere und kühlere Verhältnissen in den

zentralen Bereichen der Vereinigten Staaten. Sie zeigten aber auch, dass die Ergebnisse stark von den hydrologischen Bedingungen abhängen. Den Autoren zufolge verdunsten die landwirtschaftlichen Kulturpflanzen gemäßigter Breiten normalerweise stärker als die Wälder; bei Trockenheit sind die Verdunstungsraten aber wegen der flacheren Wurzeln geringer.

Ausgehend von zu niedrigen Vorhersagetemperaturen untersuchten Xue et al. (1996) den Einfluss von Vegetationsparametern auf die Ergebnisse der saisonalen Wettervorhersage. Sie ersetzten in weiten Bereichen der zentralen USA die Modell – Vegetationsklasse ‚laubwerfende Wälder‘ durch den Vegetationstyp ‚Ackerfrüchte und laubwerfende Bäume‘ und erhielten damit im Mittel 2 K höhere Temperaturen.

Bonan (1997, 1999, 2001) nutzte ebenfalls ein an ein *General Circulation Model* (GCM) gekoppeltes Landoberflächenmodell zur Simulation der Auswirkungen der anthropogenen Veränderung der Vegetation in den Vereinigten Staaten. Er kam dabei zum gegenteiligen Ergebnis einer sommerlichen Abkühlung (bis zu 2 K) und Feuchtezunahmen (0,5 – 1,5 g/kg) durch die ackerbauliche Nutzung ehemals bewaldeter Flächen und führt dies auf die höhere Albedo der Ackerflächen zurück.

Auf der regionalen Skala zeigten z.B. Lyons et al. (1996) eine Abnahme des fühlbaren Wärmeflusses in Südwestaustralien als Ergebnis der Umwandlung der Trockenvegetation in Ackerflächen. Bryant et al. (1990) fanden Zunahmen der fühlbaren Wärme aufgrund von Überweidung in der Sonora Wüste Mexikos. Xue (1996) zeigte eine Schwächung der Monsunzirkulation und geringere konvektive latente Erwärmung infolge der Desertifikation der Mongolischen Steppe. Den gegenteiligen Fall, die Kultivierung von Kurzgras-Prairie durch Bewässerung simulierten Pielke et al. (1997) für Oklahoma. Sie erhielten zunehmende Gewitteraktivität infolge stärkerer Verdunstung und zunehmender CAPE. Ebenso zeigten beispielsweise De Ridder & Gallee (1998) bis zu dreifache Mengen des konvektiven Niederschlags in Südisrael nach Bewässerungen. Andererseits fanden z. B. Lyons et al. (1996) und Huang et al. (1995) unter ähnlichen Verhältnissen abnehmenden Niederschlag. Gerade auf die Cumulonimbusbildung ist der Effekt der Energieflüsse der Oberfläche nichtlinear. Während mit zunehmender Verdunstung die für den Niederschlag verfügbare Feuchtemenge ansteigt, wird die Auftriebskraft zur Bildung tiefer Cumuluswolken mit der Abnahme der fühlbaren Wärme reduziert (Pielke 2001), so dass eine höhere Evapotranspirationsrate alleine noch nicht zu einer Zunahme des Niederschlags führen muss. Bedeutsam sind hier insbesondere auch die Einflüsse der überregionalen Zirkulation. So zeigte De Ridder (1998), dass bei unbewachsenen Böden in der Sahel-Zone die Verdunstung drei bis fünf Tagen nach Niederschlägen gegenüber bewachsenen Flächen deutlich zurückgeht. Dieser Zeitraum entspricht der Frequenz der konvektionsauslösenden *African Easterly Waves*, so dass nach der Beseitigung der Vegetation nicht mehr genügend Feuchte zur Niederschlagsbildung zur Verfügung steht.

Pielke et al. (1999) simulierten die Auswirkungen der Landnutzungsänderungen in Florida zwischen 1900, 1973 und 1993 mit einem Regionalmodell (*Regional Atmospheric Modeling System* – RAMS) auf der Zeitskala von 2 Monaten. Die Regensummen während der beiden Sommermonate nahmen um 9 % (1900 - 1973) bzw. 11% (1900 - 1993) ab, die Oberflächentemperaturen stiegen seit 1900 um ca. 2 K.

Starke Wärmeinseleffekte und maximale Zunahmen der Oberflächentemperatur von 3,7°C erhielten Tang & Miao (1998) bei ihrer Simulation der Auswirkung der Urbanisierung des Yangtze-Deltas.

Mölders (1998) untersuchte die Auswirkungen verschiedener Landnutzungsszenarien in Ostdeutschland auf der Zeitskala von einem Tag. Neben einer Referenzlandschaft wurden drei verschiedene Szenarien untersucht: mit Braunkohletagebau, mit gefluteten Tagebaurestlöchern und mit Zunahmen der Siedlungen von 21 %. Sie erhielt für die Tagebaubereiche lokal deutlich höhere Oberflächentemperaturen (bis 5,3 K), während die

Luftfeuchtigkeit (bis 0,2 g/kg) und der Bewölkungsgrad zurückgingen. Demgegenüber führt die wärmere und trockenere Luft zu erhöhter Verdunstung und Wolkenbildung im Lee der Tagebaubereiche. Entsprechend führen die gestiegenen Temperaturen über den Siedlungsbereichen zu erhöhten Verdunstungs- und Niederschlagsraten über windabwärts gelegenen Feuchtwiesen. Im Flächenmittel gehen die Niederschläge allerdings zurück.

Lenz (1996) modellierte ebenfalls verschiedene Landnutzungsszenarien im Oberrheingraben und erhielt zunehmende Temperaturen und niedrigere spezifische Feuchten in der atmosphärischen Grenzschicht mit zunehmendem Siedlungsanteil. Die Auswirkungen der Landnutzungsänderung zwischen 1710 und heute waren mit einer Differenz der mittleren potenziellen Temperatur der Grenzschicht von 0,05 K – 0,15 K allerdings relativ gering.

2.3 Studien zu Landnutzungsänderungen und deren klimatischen Auswirkungen mit AVHRR-Daten

Obwohl das *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) Satelliten für meteorologische Zwecke entwickelt wurde, gibt es zahlreiche Untersuchungen zu Vegetation und Landnutzung mit AVHRR-Daten. Die meisten der frühen Untersuchungen widmen sich der qualitativen Klassifikation und Beschreibung der Landbedeckung auf kontinentalen Skalen (z.B. Tucker et al. 1985, Townshend et al. 1991) durch die Analyse von Vegetationsindizes aus den Kanälen 1 und 2 des AVHRR. Auch heute sind AVHRR-Daten praktisch die einzige Quelle aktueller globaler Vegetationsdatensätze. Solche Datensätze sind u.a. als Eingangsparameter für globale Zirkulationsmodelle von Interesse. Zahlreiche Arbeiten befassen sich daher mit der Ableitung quantitativer biophysikalischer Parameter (Vegetationsbedeckungsgrad, photosynthetisch aktive Strahlung, LAI) aus AVHRR-Daten (Sellers et al. 1996, Olesen et al. 2000).

Frühzeitig wurde das Augenmerk auch auf die Erfassung anthropogener Vegetationsveränderungen gelegt (z.B. Tucker et al. 1984, Malingreau & Tucker 1988, Justice et al. 1991). Auch auf der regionalen Skala wurden Analysen von Umweltänderungen durch die Analyse von Vegetationsindizes einzelner AVHRR-Szenen verschiedener Jahre durchgeführt (z.B. Fung & Siu 2000).

Die Verwendung der thermalen Kanäle des AVHRR zusätzlich zu den Vegetationsindizes eröffnet die Möglichkeit, neben den Änderungen der Landoberfläche deren thermische Effekte quantitativ zu erfassen. Abbildung 2.1 zeigt schematisch den Zusammenhang zwischen der Oberflächentemperatur (T_s) und dem Vegetationsgehalt, parametrisiert über den *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI, vgl. Kapitel 6.2) für verschiedene Vegetationstypen bzw. Landnutzungseinheiten (Nemani & Running 1995). Dichte Bestände mit hoher Rauigkeit, also insbesondere Wälder, sind aufgrund des starken turbulenten Austauschs und der hohen Verdunstung durch vergleichsweise geringe Schwankungen der Oberflächentemperatur im Jahresverlauf gekennzeichnet. Die T_s -Variabilität landwirtschaftlicher Kulturen ist trotz ähnlich hoher NDVI-Maxima wegen des größeren aerodynamischen Widerstandes und der damit verbundenen stärkeren Entkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre höher als die der Wälder. Geringe NDVI-Maxima zeigen Systeme, deren Vegetationsentwicklung durch Stressfaktoren wie Wasser- oder Wärmemangel oder durch anthropogenen Einfluss reduziert ist. Semiaride Vegetationseinheiten weisen aufgrund der geringen Bodenfeuchte hohe Schwankungen der Oberflächentemperatur auf, während die temperaturlimitierten Bereiche durch geringe NDVI- und T_s -Werte gekennzeichnet sind. Durch die Berücksichtigung der Oberflächentemperatur ergibt sich somit eine deutlichere Trennung unterschiedlicher Vegetationseinheiten und ihrer Veränderungen als bei alleiniger Berücksichtigung des NDVI (Borak et al. 2000).

Abbildung 2.1 zeigt weiterhin schematisch die Veränderungsvektoren durch die Jahreszeiten sowie durch anthropogene Eingriffe. Demnach ist bei abnehmender Vegetationsbedeckung mit geringeren NDVI-Maxima und höheren T_s -Schwankungen im Jahresverlauf zu rechnen.

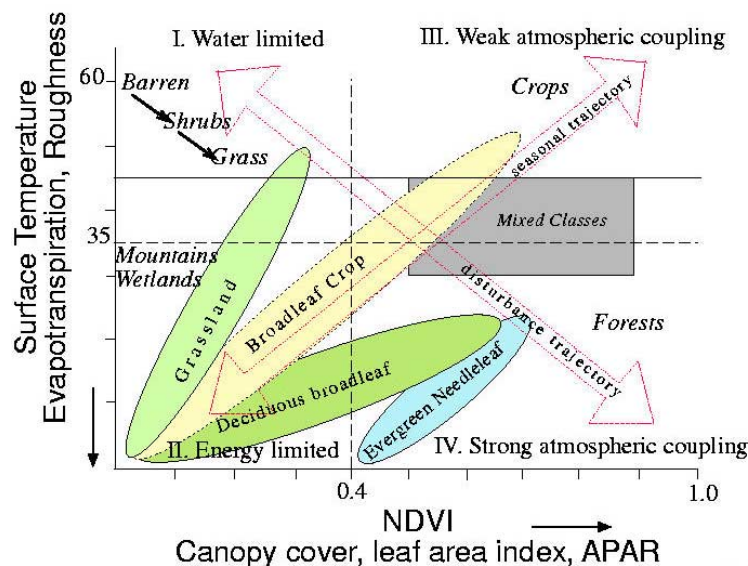


Abbildung 2.1: Zusammenhang zwischen NDVI und T_s für verschiedene Oberflächeneinheiten (Nemani & Running 1995)

Nemani & Running (1995) diskutieren die klimatischen Effekte von Landnutzungsänderungen an zwei Beispielen in den USA. Im Columbia Becken zeigten die bewässerten Kulturen hohe NDVI- und geringe T_s -Werte im Sommer, während die natürliche Vegetation über 7 K wärmer war und deutlich niedrigere NDVI-Werte aufwies. Demgegenüber sind die natürlichen Wälder im Bereich der Großen Seen im Sommer durchschnittlich 5 K kälter als die Getreidefelder, durch die sie in weiten Teilen der Region ersetzt wurden.

Gillies & Carlson (1995) und Gillies et al. (1997) nutzen den Zusammenhang zwischen NDVI und T_s zur inversen Modellierung von Vegetationsbedeckungsgrad (*Fraction of Vegetation Coverage*, FVC) und verfügbarem Bodenwassergehalt (η_r , definiert als Bodenwassergehalt im Verhältnis zum Bodenwassergehalt bei Feldkapazität). Vorausgesetzt wird, dass die Werte im NDVI - T_s - Diagramm in allen Richtungen durch physikalische Grenzen limitiert werden, d.h. der gesamte Bereich zwischen blankem Boden ($FVC=0$) und vollständiger Vegetationsbedeckung ($FVC=1$) sowie zwischen Feldkapazität ($\eta_r=1$) und gerade noch pflanzenverfügbarem Wasser abgedeckt ist. Weiterhin wird von fehlendem Vegetationsstress ausgegangen. Unter diesen Voraussetzungen markieren für jeden NDVI-Wert die Pixel mit der höchsten T_s den trockenen Boden ($\eta_r \approx 0$).

Der NDVI wurde zwischen den Werten für vollständige Vegetationsbedeckung und für blanken Boden skaliert. Eine entsprechende Transformation wurde für die T_s -Werte in Abhängigkeit der Maximaltemperaturen (trockene, unbewachsene Flächen) und den Werten für wassergesättigte Vegetationsbereiche durchgeführt. Über ein SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) - Modell wurde dann für alle NDVI - η_r Kombinationen Oberflächen-temperaturen modelliert, so dass die Bodenfeuchte für alle NDVI - T_s Kombinationen des Streudiagramms bestimmt ist (Abbildung 2.2).

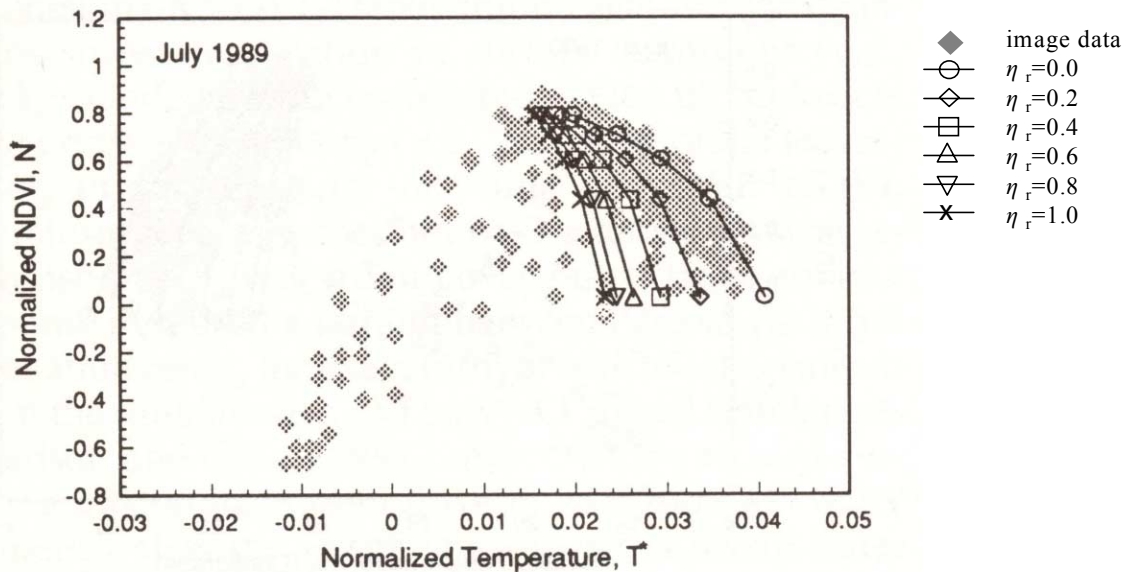


Abbildung 2.2: Beispiel des Zusammenhangs zwischen NDVI und T_s für verschiedene Bodenfeuchtigkeiten (Gillies & Carlson 1995)

Darauf aufbauend nutzten Owen et al. (1998) die Veränderungen einzelner Pixel im T_s -FVC Diagramm zur Quantifizierung von Landnutzungsänderungen durch Urbanisierung. Sie fanden bei einer Urbanisierungsrate von über 3% pro km² und Jahr anhand der Auswertung einzelner sommerlicher AVHRR Szenen mit 1 km Auflösung über eine Zeit von neun Jahren statistisch signifikante Beziehungen zwischen Urbanisierung und der Veränderungen normalisierter T_s - und FVC-Werte.

Carlson & Sanchez-Azofeifa (1999) verfolgten mit der gleichen Methodik Vegetationsänderungen in Costa Rica und kommen zu dem Schluss, dass Urbanisierungseffekte auf Grund der drastischen Umwandlung feuchter und vegetationsreicher Oberflächen in trockene, vegetationslose Bereiche mit dieser Methode leicht nachgewiesen werden können, während die Umwandlung von Wäldern in Landwirtschaftsflächen das Mikroklima weniger deutlich beeinflusst und daher schwerer zu erfassen ist.

Heute werden verstärkt die inzwischen zwei Jahrzehnte umfassenden AVHRR-Datenreihen zur Analyse von Vegetationsänderungen herangezogen. Myneni et al. (1998) analysierten die Entwicklung des NDVI zwischen 1981 und 1991 und fanden einen ansteigenden Trend in den nördlichen hohen Breiten. Der lineare Trend entspricht einer Zunahme der saisonalen Amplitude um 10 % zwischen 1981 und 1990 und damit einen um ca. 8 Tage früheren Beginn der Vegetationsperiode. Ursache ist nach den Autoren eine Verstärkung der Vegetationsaktivität infolge zunehmender Erwärmung und früherer Schneeschmelze. Shabanov et al. (2000) und Zhou et al. (2001) bestätigten den Trend anhand verbesserter Daten zwischen 1981 und 1999. Entsprechende Analysen mehrjähriger Zeitreihen der Oberflächentemperaturen aus AVHRR-Daten sind mit der Ausnahme einer Studie in der Antarktis (Comiso 2000) nicht bekannt.

Bounoua et al. (2000) griffen den Gedanken der Vegetationszunahme auf und simulierten den Effekt solcher Vegetationsänderungen auf das globale Klima mit einem an das Biosphärenmodell *Simple Biosphere 2* (SiB2) gekoppelten GCM. Aus dem globalen monatlichen NDVI mit einer Auflösung von 1° zwischen 1982 und 1990 wird für jedes Pixel Monatsminimum, Monatsmittel und Monatsmaximum abgeleitet. Die drei Datenreihen sollen die zwischenjährliche Variabilität der Vegetation auf einer Zeitskala von Dekaden bis Jahrhunderten repräsentieren. SiB2 berechnet aus dem NDVI den Anteil photosynthetisch

aktiver Strahlung (*Fraction of Photosynthetically Active Radiation*, FPAR), aus dem wiederum der Blattflächenindex bestimmt wird, der schließlich Grundlage für die Bestimmung der Albedo, der Strahlungsaufteilung zwischen Bestand und Boden sowie der Rauheitslänge ist. Das Maximumszenario ergab gegenüber dem Minimumszenario für die nördlichen hohen Breiten (50,5° N - 72,0° N) Verringerungen der Albedo zwischen 5,6 % (Juli) und 9,4 % (Januar). Die geringere Albedo im Winter ist primär auf die stärkere Überdeckung der hohen Albedo des Schnees infolge des höheren LAI zurückzuführen und bewirkt eine Zunahme der Januartemperatur um 0,2 K. Wegen der höheren Temperaturen im Winter setzt die Vegetationsperiode früher ein und die klimatischen Bedingungen sind für die Vegetation allgemein günstiger. Im Sommer kommt es durch die verstärkte Transpiration der dichteren Vegetation zu einer negativen Rückkopplung und die Temperaturen sind gegenüber dem Minimum NDVI-Szenario um 1,8 K geringer. Die Niederschlagszunahme im Maximum NDVI-Szenario ist geringer als die Verdunstungszunahme, so dass es zu einer Reduktion von Abfluss und Bodenfeuchte kommt.

Cuomo et al. (2001) untersuchten die Änderungen des jährlichen maximalen NDVI zwischen 1985 und 1999 in Mittel- und Süditalien. Dabei konnten Bereiche mit deutlich zurückgehenden NDVI-Maxima mit häufigen Waldbränden, der Anlage großflächiger Gewerbegebiete und dem Zusammenbruch von Nadelwäldern in Verbindung gebracht werden. Umgekehrt wurden NDVI – Zunahmen auf Intensivierungen in der Landwirtschaft und dem Eindringen fremdländischer Pflanzen zurückgeführt.

2.4 Konzeption der Arbeit

Im Rahmen dieser Arbeit soll versucht werden, die Landnutzungsänderungen in Nordrhein-Westfalen und deren Auswirkungen auf das regionale Klima während der letzten Jahrzehnte zu erfassen. Während die meisten der oben beschriebenen Studien sich auf drastische oder großskalige Landnutzungsänderungen beziehen, sind die Landnutzungsänderungen in Mitteleuropa heute ein schleichender Prozess und vom Ausmaß her auf der regionalen Skala vergleichsweise gering. Somit stellt sich die Frage, ob die vielen lokalen Veränderungen der Oberfläche einen nachweisbaren Beitrag zu regionalen Klimaschwankungen leisten. Die Hypothese ist, dass mit der Zunahme der Siedlungsflächen und der damit verbundenen Verdunstungsminderung eine Erhöhung der oberflächennahen Temperatur einhergeht.

Zur Erfassung des klimatischen Effektes werden daher verschiedene der oben beschriebenen Ansätze aufgegriffen. Vor dem Hintergrund der durchaus unterschiedlichen Ergebnisse in der Literatur sollen zunächst Simulationen mit dem Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes dazu dienen, die Größenordnung des zu erwartenden Effekts auf das regionale Klima abzuschätzen. Das LM wurde für Skalen entwickelt, in denen nichthydrostatische Phänomene bedeutsam sind (meso- α bis meso- γ Skala) und ist daher für die Fragestellung besonders geeignet. Für ausgewählte Wetterlagen werden mehrere Modellläufe durchgeführt, wobei die Landoberflächenparameter des Modells an die geänderte Landbedeckung angepasst werden. Da die atmosphärischen Antriebsdaten jeweils gleich sind, ergeben die Differenzen der Simulationen die durch die Landnutzungsänderungen zu erwartenden Effekte auf das regionale Klima. Das LM erfasst dabei die klimatischen Auswirkungen auf der Zeitskala weniger Tage.

Zum Vergleich der Modellsimulationen mit Beobachtungen werden mehrjährige AVHRR - Datenreihen verwendet. Dabei soll überprüft werden, ob die Erweiterungen der Siedlungsflächen in den Satellitendaten erkennbar ist, oder ob durch die von Myneni et al. (1998) postulierten Vegetationszunahmen sogar der gegenteilige Effekt, eine verstärkte ‚Begrünung‘ des Landes festzustellen ist.

Wie bei der Gruppe um Myneni sollen dazu möglichst lange zusammenhängende Daten des Vegetationsindizes zur Analyse von Veränderungen der Landoberfläche verwendet werden. Entsprechend den Anregungen von Nemani & Running (1995) sollen darüber hinaus zur Analyse des klimatischen Effektes die Oberflächentemperaturen mit herangezogen werden. Wie in den zitierten Arbeiten der Gruppe um Carlson (Gillies & Carlson 1997, Owen et al. 1998, Carlson & Sanchez-Azofeifa 1999) werden hoch aufgelöste AVHRR-Daten (1 km) auf der regionalen Skala genutzt. Entsprechende Daten waren allerdings nur für den Zeitraum zwischen 1989 und 2000 zu erhalten, da die Aufzeichnungen der älteren NOAA - Satelliten nicht in ausreichend hoher Qualität verfügbar waren.

In Kapitel 3 wird genauer auf die zur Verfügung stehende Datengrundlage eingegangen. Kapitel 4 beschreibt die Landnutzung (Stand 1997) in Nordrhein-Westfalen und die Änderungen zwischen 1981 und 1997. Weiterhin wird hier eine einfache Prognose für das Jahr 2015 abgeleitet. Die dargestellten Änderungen dienen als Grundlage für die Modellsimulationen (Kapitel 5). Dort ist zunächst eine Beschreibung des LM enthalten (Kapitel 5.1 und Anhang I), bevor in Kapitel 5.2 die Ableitung der Modellparameter aus den Landnutzungsdaten beschrieben wird. In Kapitel 5.3 werden dann die Ergebnisse verschiedener Fallstudien vorgestellt.

Die Analyse der Fernerkundungsdaten ist das Thema von Kapitel 6. Zunächst wird auf die externe Vorverarbeitung der Daten eingegangen (Kapitel 6.1). In Kapitel 6.2 werden die verwendeten Vegetationsindizes erläutert. Anschließend sind in Kapitel 6.3 weitere Verarbeitungen der Daten und verbleibende Beeinträchtigungen dargestellt. Kapitel 6.4 behandelt den Zusammenhang zwischen Vegetationsindizes und Oberflächentemperatur sowie zwischen den Fernerkundungsdaten und den Informationen aus den Liegenschaftskatastern des Landes im langjährigen Mittel. In Kapitel 6.5 werden schließlich die Tendenzen in den Fernerkundungsdaten analysiert und mit amtlichen Landnutzungsdaten sowie mit Stationsdaten des Deutschen Wetterdienstes verglichen. Kapitel 7 fasst schließlich die wichtigsten Ergebnisse und die daraus zu ziehenden Schlüsse zusammen.

3 Datengrundlagen

Landnutzungsdaten

Daten zur Landnutzung wurden vom Institut für Landes- und Stadtentwicklungsforschung Nordrhein-Westfalen (ILS) für die Jahre 1981, 1988 und 1997 zur Verfügung gestellt (Lieding 1998). Angegeben sind die prozentualen Anteile der Landnutzungsklassen des Liegenschaftskatasters (Tabelle 3.1) für die ca. 2930 Gemarkungsflächen des Landes.

Für die Modellflächen außerhalb Nordrhein-Westfalens lag der CORINE (*Coordination of Information on the Environment*) Landnutzungsdatensatz des *European Topic Center on Land Cover* in 250 m Auflösung vor. Der Datensatz weist 44 verschiedene Landnutzungseinheiten auf. Eine genaue zeitliche Zuordnung existiert nicht. Da die verschiedenen Länder die Daten zu unterschiedlichen Zeiten liefern, repräsentiert der Datensatz in etwa den Zeitraum 1989 bis 1997.

Tabelle 3.1: Landnutzungsklassifikation des Liegenschaftskatasters

Siedlungsfläche:	Hof- und Gebäudefläche Straßen- und Wegefläche Gartenfläche Fläche sonstiger Nutzung
Landwirtschaftliche Nutzfläche:	Ackerland Grünland
Naturnahe Fläche und Restfläche:	Waldfläche Wasserfläche Moor Heide Abbauland Unland, Ödland

Fernerkundungsdaten

NOAA – AVHRR-Daten wurden vom Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin für die Jahre 1989 bis 2000 bereit gestellt (Koslowsky 1998, 2001). Die Daten liegen in einer räumlichen Auflösung von $0,01^\circ$ als Kompositbilder für Zeiträume von je 10 Tagen vor. Aus einem Kompositzeitraum werden dabei für jedes Pixel nur die Werte des Überflugs mit der vermutlich geringsten atmosphärischen Beeinflussung behalten. Tabelle 3.2 zeigt den Inhalt des Datensatzes.

Tabelle 3.2: NOAA - AVHRR Datensatz der FU Berlin

Kanal / Pseudokanal	Einheit der konvertierten Daten
Kanal 1 (0.580-0.680 μm)	1/100 %
Kanal 2 (0.725-1.100 μm)	1/100%
Kanal 3 (3.550-3.930 μm)	1/100°C
Kanal 4 (10.30-11.30 μm)	1/100°C
Kanal 5 (11.50-12.50 μm)	1/100°C
NDVI	1/100%
Satellitenzenitwinkel	1/100°
Sonnenzenitwinkel	1/100°
Satellitenazimutwinkel	1/100°
Sonnenazimutwinkel	1/100°
Streuwinkel	1/100°
Breitbandalbedo	1/100%
Lokalzeit seit aufsteigendem Knoten	1/10 s

Stationsdaten des Deutschen Wetterdienstes

Zur Überprüfung und Ergänzung der Fernerkundungsdaten wurden Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in Nordrhein-Westfalen mit lückenlosen Aufzeichnungen zwischen 1989 und 1999 herangezogen (Abbildung 3.1). Enthalten sind Werte des Luftdrucks, der Lufttemperatur, der relativen Feuchte, der Niederschlagsmenge, der Windstärke sowie der Windrichtung, der Art des Niederschlages und der Wettererscheinungen an drei Zeitpunkten pro Tag (7:30 MEZ, 14:30 MEZ und 21:30 MEZ).

3	AACHEN (WST)
390	BERLEBURG,BAD-STUENZEL
554	BOCHOLT-LIEDERN (WST)
614	BORGENTREICH-BUEHNE
717	BRILON
1078	DÜSSELDORF (FLUGWEWA)
1201	ELSDORF
1300	ESLOHE
1303	ESSEN-BREDENEY (AWST)
1327	EUSKIRCHEN
1590	GELDERN-WALBECK
1891	GÜTERSLOH
1920	HAGEN-FLEY
2110	HEINSBERG-SCHLEIDEN
2147	HERFORD
2173	HERTEN
2483	KAHLER ASTEN (WST)
2497	KALL-SISTIG
2667	KÖLN-WAHN (FLUGWEWA)
2947	LENNESTADT-ALTENHUNDEM
2968	LEVERKUSEN
3028	LIPPSPRINGE,BAD (WST)
3031	LIPPSTADT-BÖKENFOERDE
4063	RAHDEN-VARL
4371	SALZUFLEN,BAD (WST)
4442	SCHIEDER
4692	SIEGEN
4741	SOLINGEN
5610	WINTERBERG
5717	WUPPERTAL-BUCHENHOFEN

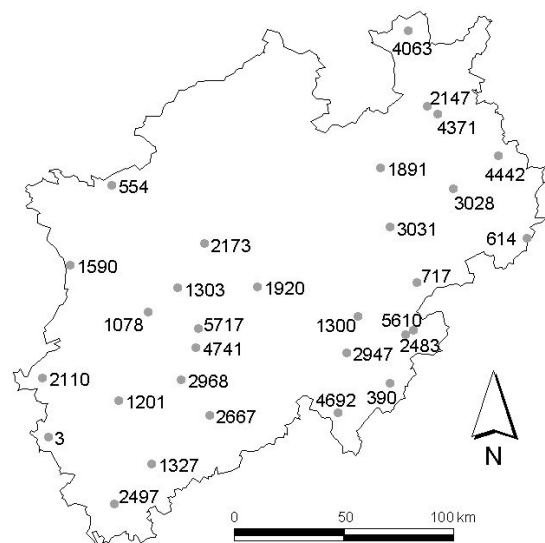


Abbildung 3.1: Ausgewertete Klimastationen des DWD in Nordrhein-Westfalen

4 Landnutzung und Landnutzungsänderungen in Nordrhein-Westfalen

Nordrhein-Westfalen (NRW) ist bei einer Flächengröße von 34.400 km² das bevölkerungsreichste (17,9 Millionen Einwohner) und, mit Ausnahme der Stadtstaaten, das am dichtesten besiedelte deutsche Bundesland. Abbildung 4.1 zeigt die Landnutzungsstruktur, basierend auf einer Clusteranalyse der Landnutzungsdaten für das Jahr 1997. Deutlich wird der dominierende Waldanteil in den Mittelgebirgslagen der Nordeifel und des Sauerberglandes (Bergisches Land, Sauerland, Rothaargebirge und Siegerland) und die vorwiegend ackerbauliche Nutzung der fruchtbaren Lössbereiche (Jülich-Zülpicher Börde in der niederrheinischen Bucht westlich von Köln, Hellwegbörde östlich von Dortmund sowie Warburger Börde und Lübbecke Lösslandschaft im Süd- bzw. Nordosten des Weserberglandes). Weiterhin zeigt sich der hohe Siedlungsflächenanteil im Verdichtungsraum Rhein-Ruhr.

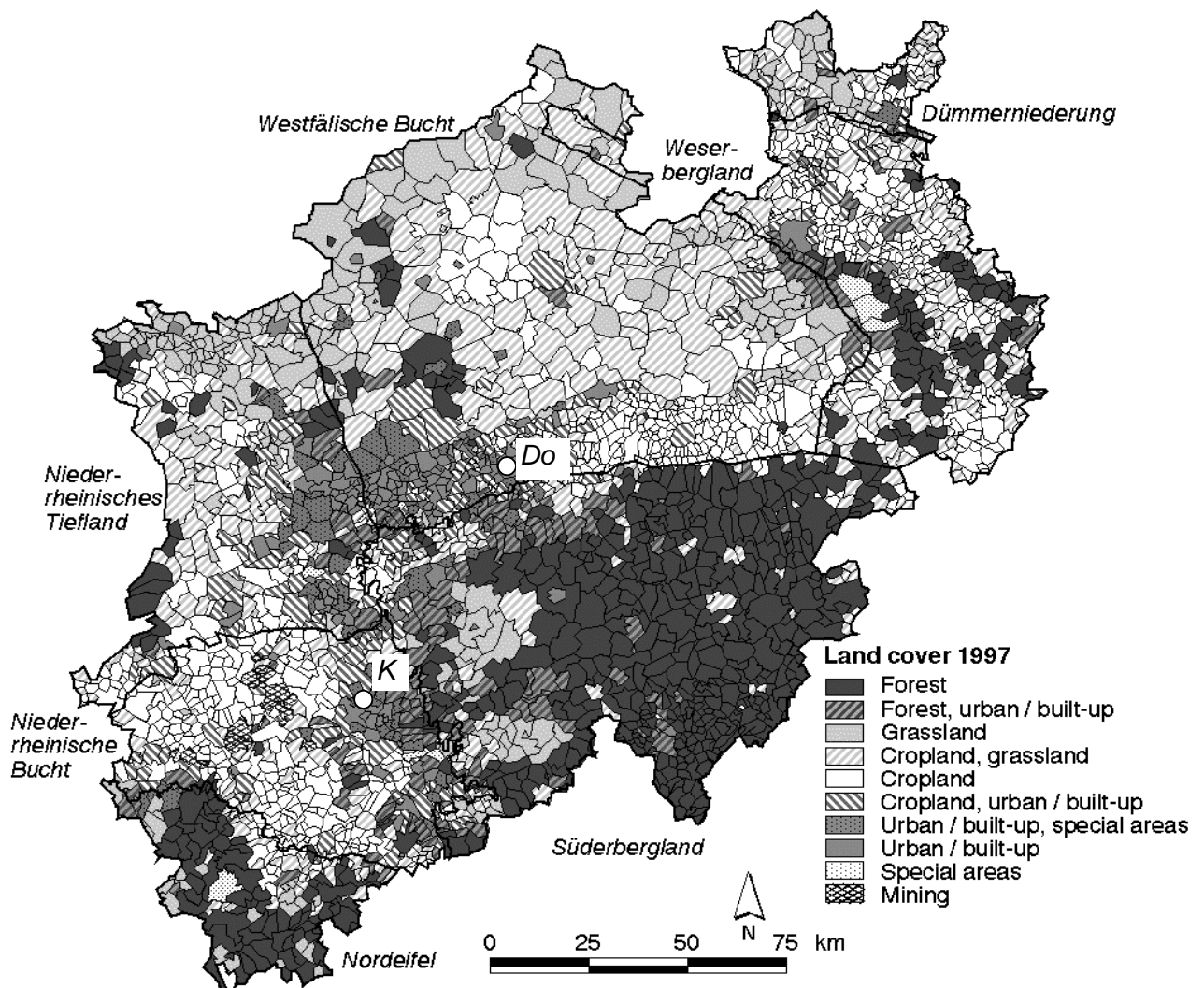


Abbildung 4.1: Landnutzungsverteilung nach den Daten des Liegenschaftskatasters 1997 (K: Köln, Do: Dortmund)

Grünlandnutzung findet sich v.a. in den Mittelgebirgen sowie den durch ungünstige Standortvoraussetzungen (hohe Grundwasserstände und sandige Böden) gekennzeichneten Bereichen der westlichen und östlichen Westfälischen Bucht und am Niederrhein. Weiterhin wird der Braunkohletagebau westlich von Köln als eigenes Cluster deutlich. Als Sonderbereiche sind sehr unterschiedliche Bereiche wie der Flughafen Köln-Bonn und die Truppenübungsplätze bei Niedeggen (Nordeifel) und Detmold (Weserbergland) klassifiziert.

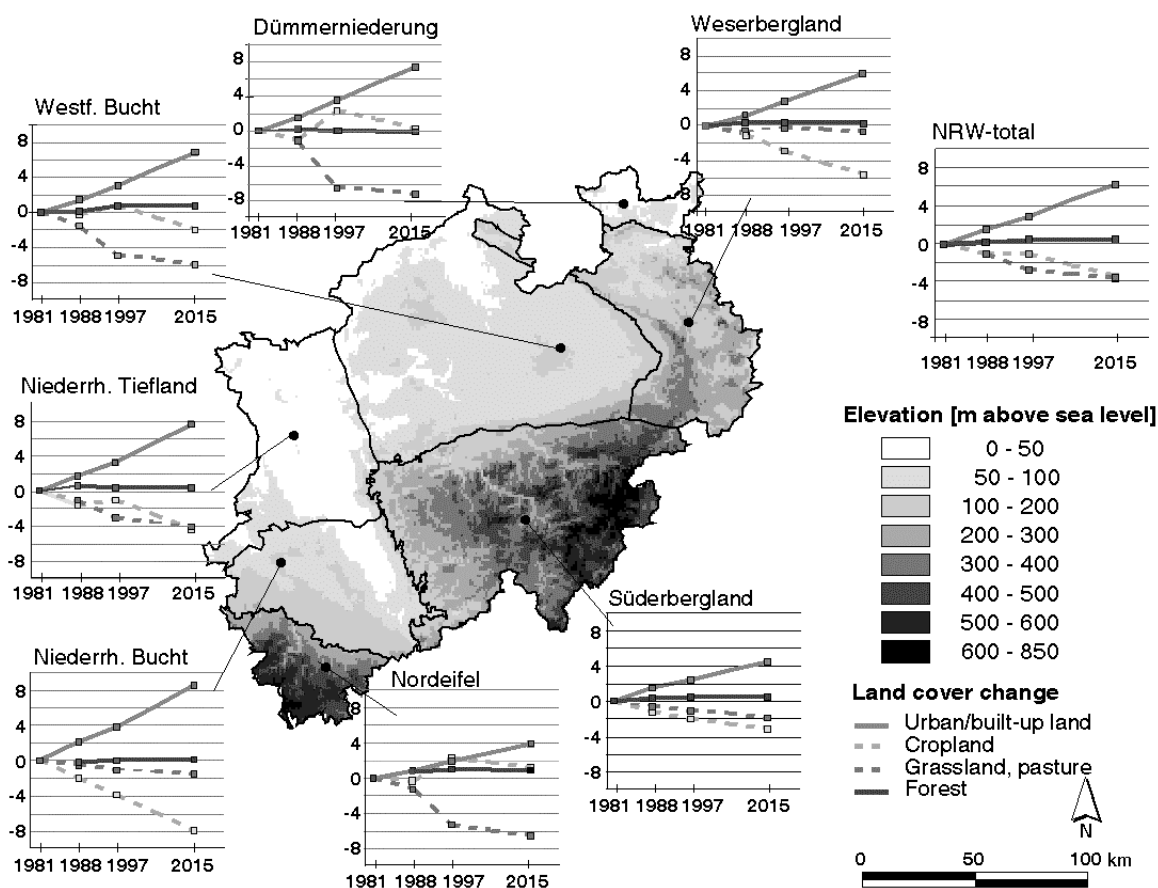


Abbildung 4.2: Veränderung der Landnutzung zwischen 1981, 1988, 1997 und 2015 (Prognose) in NRW und den naturräumlichen Einheiten in Prozent der Fläche des Bezugsraumes

Abbildung 4.2 zeigt die Veränderung der Landnutzung zwischen 1981, 1988 und 1997 sowie prognostisch für das Jahr 2015 im Land Nordrhein-Westfalen und den naturräumlichen Einheiten der Mittelgebirge (Nordeifel, Süderbergland, Wesergebirge) und der Tieflandbereiche (Niederrheinisches Tiefland, Niederrheinische Bucht, Westfälische Bucht, Dümmerniederung). Die Prognose für 2015 basiert auf Angaben aus Dürrholt & Lieding (1998), wonach bis 2015 eine Zunahme der Siedlungs- und Verkehrsflächen um 17 % (1.250 km²) bezogen auf das Jahr 1997 zu erwarten ist. Für die Umlegung auf die einzelnen Gemarkungen wurde vereinfachend davon ausgegangen, dass Zunahmen der Siedlungen in erster Linie dort erfolgen, wo der derzeitige Siedlungsflächenanteil weder sehr hoch noch sehr gering ist und wo ausreichend landwirtschaftliche Flächen zur Verfügung stehen. Umgekehrt wird von geringen Zuwachsraten für Gemarkungen ausgegangen, die sehr dicht bzw. sehr dünn besiedelt sind oder nur einen geringen Anteil landwirtschaftlich genutzter Flächen besitzen (Tabelle 4.1). Ferner wird angenommen dass die Siedlungsflächen ausschließlich auf

Kosten landwirtschaftlich genutzter Flächen zunehmen und dass Acker- und Grünlandflächen prozentual gleichermaßen zurückgehen.

Nach den Landnutzungsdaten ergibt sich für Nordrhein – Westfalen zwischen 1981 und 1997 eine Zunahme der Siedlungsfläche um 2,9 % der Landesfläche (ca. 1.000 km²), entsprechend einer Zuwachsrate von 17 ha pro Tag. Die Siedlungen weiten sich in allen Landesteilen aus, wenn auch in den Tieflandbereichen höhere Raten als in den Mittelgebirgslagen festzustellen sind. Die stärksten Siedlungszunahmen zwischen 1981 und 1997 verzeichnet die Niederrheinische Bucht mit 3,8 %, während in der Nordeifel mit 2,0 % der Zuwachs am geringsten ausfiel.

Zwischen 1988 und 1997 dehnten sich die Siedlungs- und Verkehrsflächen um 1,5 % der Landesfläche aus, wobei die Zunahmen in der Dümmerniederung (2,0 %) am höchsten und im Süderbergland (0,9 %) am geringsten waren.

Die Waldflächen nehmen im landesweiten Durchschnitt nur geringfügig zu und es zeigen sich kaum Unterschiede zwischen den naturräumlichen Einheiten. Die Ausdehnung der Siedlungsbereiche vollzieht sich daher in erster Line auf Kosten der landwirtschaftlich genutzten Flächen. Die Abnahme von Grünland ist dabei im Landesdurchschnitt stärker als die der Ackerflächen, allerdings zeigen sich deutliche regionale Unterschiede. Ein starker Rückgang von Grünlandbereichen ist insbesondere zwischen 1988 und 1997 zu verzeichnen.

Tabelle 4.1 Prognostizierte Zunahme der Siedlungen bis 2015 (in % der Siedlungs- und Verkehrsfläche von 1997) in Abhängigkeit der derzeitigen Siedlungs- und Landwirtschaftsflächenanteile

		Landwirtschaftsfläche 1997 [% Gemarkungsfläche]			
		<20	20-35	35-50	>50
Siedlungsfläche 1997 [% Gemarkungsfläche]	<10	10	10	10	10
	10-20	8	10	15	25
	20-50	5	10	18	32
	50-70	5	15	25	-
	>70	0	5	-	-

5 Modellierung

In diesem Kapitel werden die Simulationen der Landnutzungsänderungen mit dem Lokal-Modell (LM) des DWD beschrieben. Zunächst wird auf das Modell eingegangen, wobei das Hauptaugenmerk auf dem SVAT-Modul TERRA liegt (Kapitel 5.1 und Anhang I). Anschließend werden in Kapitel 5.2 die aus den Landnutzungsdaten (vgl. Kapitel 3.1 und 4) abgeleiteten Modellszenarien beschrieben. Kapitel 5.3 enthält die Ergebnisse der Fallstudien.

5.1 Modellbeschreibung

Das LM (Doms & Schättler 1999) ist seit Dezember 1999 Bestandteil des operationellen Wettervorhersagesystems des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Es ist ein nicht-hydrostatisches Modell und basiert auf den thermisch-hydrodynamischen Grundgleichungen. Im operationellen Betrieb wird das LM derzeit mit einer Auflösung von 7 km gerechnet.

Prognostische Größen des atmosphärischen Teils des LM sind die Windrichtungen in den drei Raumrichtungen u , v , w , der Druck p , die spezifische Feuchte q_w und der Wolkenwasser- und -eisgehalt q_c sowie die Temperatur T . Die Parametrisierung im Strahlungsschema des LM beruht auf einer δ -Zweistrom-Version der allgemeinen Strahlungsübertragungsgleichung nach Ritter & Geleyn (1992) und berücksichtigt drei solare und fünf thermische Spektralbereiche. Die mikrophysikalische Behandlung von skaligem Niederschlag ist eine Bulk-Formulierung (Kessler - Typ) und berücksichtigt neben dem Wasserdampf drei Kategorien von Hydrometeoren (Wolkenwasser, Regenwasser und Schnee). Die Parametrisierung der Feuchtkonvektion basiert auf dem Massenflussverfahren nach Tiedtke (1989). Der subskalige Wolkenbedeckungsgrad in einer Modellschicht wird als empirische Funktion der relativen Feuchte, der Höhe und der ggf. vorhandenen konvektiven Aktivität berechnet. Zur Bestimmung des turbulenten Vertikalaustauschs werden im Bereich zwischen Erdboden und der untersten Modellfläche stabilitätsabhängige Profilfunktionen nach Louis (1979) verwendet. Für die Grenzschicht und die freie Atmosphäre erfolgt eine Schließung zweiter Ordnung (Mellor & Yamada 1974). Das Verfahren liefert diagnostische Beziehungen für die Austauschkoeffizienten, die von der thermischen Stabilität und der vertikalen Windscherung abhängen.

Für die Simulationen wurde das LM (Version 1.33) mit einer Gitterweite von 2,8 km, 21 atmosphärischen Schichten und einer zeitlichen Auflösung von 10 Sekunden gerechnet. Die Rand- und Startwerte stammten aus Analysen des Deutschland-Modells (DM).

Die Kopplung zwischen Bodenoberfläche und Atmosphäre erfolgt im LM über den Impulsaustausch und über die Beschreibung der Feuchte- und Strahlungsumsetzung am Erdboden. Für die Bestimmung der Strahlungsflüsse ist die Kenntnis der Oberflächentemperatur T_s und der spezifischen Feuchte am Boden q_s erforderlich. Die Bestimmung dieser Größen erfolgt im Bodenmodell TERRA, auf das wegen seiner Bedeutung für diese Studie im folgenden näher eingegangen wird (vgl. auch Anhang I). Die Beschreibung basiert auf den Dokumentationen in DWD (1995) sowie Doms & Schättler (1999).

TERRA benötigt die folgenden externen Eingangsdaten: Orographie, Land-Wasser-Verteilung, Bodenart, Rauigkeitslänge (z_0), Vegetationsbedeckungsgrad (FVC), Blattflächenindex (LAI) und Durchwurzelungstiefe (RD) sowie den Wassergehalt und die Temperatur an der Untergrenze des Modellbodens. Die Bodenfelder basieren auf der *FAO Soil Map of the World* im Maßstab 1:5.000.000. Fünf Bodenarten werden unterschieden:

Sand, Lehm, toniger Sand, sandiger Lehm und Ton; als zusätzliche Sonderformen werden Torf, Eis und Fels berücksichtigt. Der zeitliche Verlauf der Vegetationsparameter im Jahresverlauf wird in Abhängigkeit der geographischen Breite, des Jahrestages und der Geländehöhe bestimmt. TERRA besteht aus einem hydrologischen Part zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes und der Verdunstung sowie einem thermischen Modul zur Kalkulation der Bodentemperatur.

TERRA - hydrologischer Teil

Abbildung 5.1 beschreibt den hydrologischen Teil von TERRA. Für die Bodenformen Eis und Fels werden keine hydrologischen Prozesse berechnet. Eingangsgrößen sind Regen (P_r), Schneefall (P_s) sowie Tau und Reif. Als Speicher fungieren zwei Bodenschichten der Dicke Δz_1 und Δz_2 , sowie ein Interzeptions- und ein Schneespeicher. Der Wassergehalt und die Temperatur der dritten Bodenschicht bilden den unteren Rand des Modells und bleiben während der Vorhersagen konstant. Berücksichtigt werden im Modell die Infiltration aus dem schneebedeckten- und schneefreien Bodenanteil (I_s bzw. I_i), kapillare Bewegungen zwischen den Bodenschichten ($F_{k,k+1}$) sowie Schmelzen und Frieren. Wasser verlässt die Modellgitterboxen durch Verdunstung aus der Bodenoberfläche (E_b) und dem Schnee- bzw. Interzeptionsspeicher (E_s bzw. E_i), durch Transpiration der Pflanzen (T_p) und Abfluss (R), wobei das abfließende Wasser bei den benachbarten Gitterboxen nicht berücksichtigt wird und die hydrologische Bilanz daher nicht geschlossen ist. TERRA berechnet die Wassergehalte der Schnee- und Interzeptionsspeicher (W_s bzw. W_i), sowie der aktiven Bodenschichten (η_1 und η_2), die Evaporation am Boden E_b und die Transpiration durch die Pflanzen T_p . Daraus wird die spezifische Feuchte am Boden q_s und schließlich der Feuchtefluss F_q in die Atmosphäre berechnet:

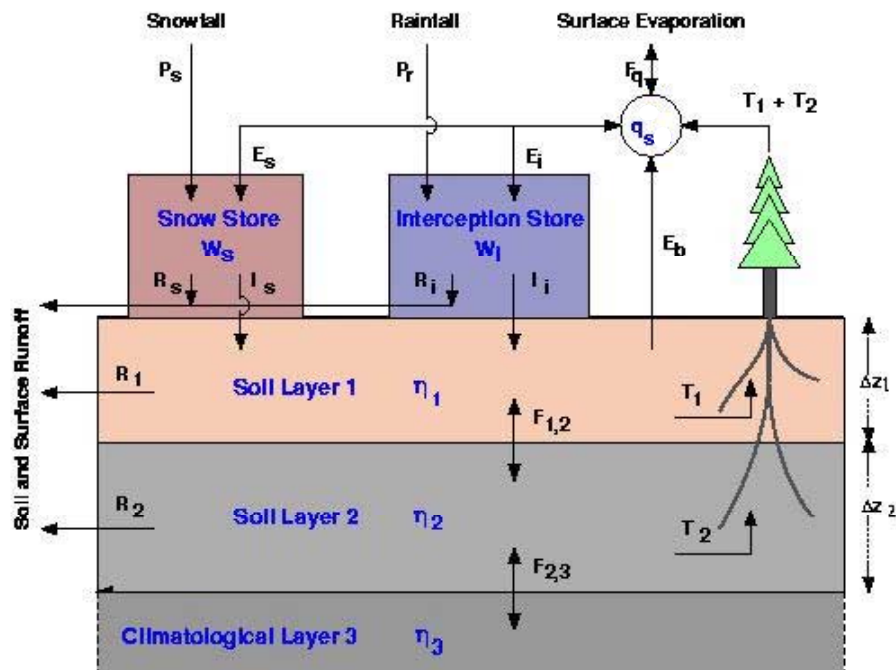


Abbildung 5.1: In TERRA berücksichtigte hydrologische Prozesse (Doms & Schättler 1999; Abkürzungen siehe Text)

$$F_q = E_b + T_p + E_i + E_s \quad (5-1)$$

Die Prognose der Wassergehalte der verschiedenen Speicher basieren auf der vereinfachten Richardsgleichung (die Flüsse besitzen ein negatives Vorzeichen, wenn sie von der Erdoberfläche weg gerichtet sind):

$$\text{Oberste Bodenschicht:} \quad \rho_w \Delta z_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial t} = I_s + I_i + F_{1,2} + E_b + T_1 - R_1 \quad (5-2)$$

$$\text{Zweite Bodenschicht:} \quad \rho_w \Delta z_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial t} = T_2 + F_{2,3} - F_{2,1} - R_2 \quad (5-3)$$

$$\text{Interzeptionsspeicher:} \quad \rho_w \frac{\partial W_i}{\partial t} = P_r + E_i - I_i - R_i \quad (5-4)$$

$$\text{Schneespeicher:} \quad \rho_w \frac{\partial W_s}{\partial t} = P_s + E_s - I_s - R_s \quad (5-5)$$

Eine Beschreibung der Teilprozesse Evaporation, Transpiration, Infiltration, Oberflächenabfluss, Versickerung, kapillarer Aufstieg und Abfluss befindet sich in Anhang I.

TERRA - thermischer Teil

Im thermischen Teil von TERRA werden alle Wärmeflüsse im Boden berechnet (Abbildung 5.2). Bestimmt werden die Temperaturen an den Schichtgrenzen T_m und T_s , dagegen ist die Temperatur der untersten Schichtgrenze (T_c) während der Vorhersage konstant vorgegeben. Die mittleren Temperaturen der Bodenschichten werden linear zwischen den Schichtgrenzen interpoliert. Die folgenden prognostischen Gleichungen werden für die mittleren Temperaturen der beiden aktiven Bodenschichten herangezogen:

$$\frac{c\rho\Delta z_{th,1}}{2} \frac{\partial}{\partial t} (T_s + T_m) = (1 - r_s) R_{net} + H_b + L_v E_i + V_{tr} + V_b + G_{mb} + G_{sb} \quad (5-6)$$

$$\frac{c\rho\Delta z_{th,2}}{2} \frac{\partial}{\partial t} (T_m + T_c) = G_{cm} - G_{mb} \quad (5-7)$$

$c\rho$ ist die spezifische Wärmekapazität des Bodens, $\Delta z_{th,1}$ und $\Delta z_{th,2}$ sind die Schichtdicken der oberen bzw. unteren Bodenschicht, T_s die Temperatur der Bodenoberfläche, T_m die Temperatur zwischen der ersten und der zweiten Bodenschicht, r_s der mit Schnee bedeckte Anteil der Gitterbox, R_{net} die Nettoeinstrahlung, H_b der sensible Wärmefluss über blankem Boden, L_v die latente Wärme durch Verdunstung, V_{tr} ($=L_v T_p$) und V_b ($=L_v E_b$) die latenten Wärmeflüsse durch Transpiration bzw. durch Evaporation des Bodens. G_{sb} bezeichnet den Wärmestrom zwischen Schnee und Boden, G_{mb} den Wärmestrom zwischen erster und zweiter Bodenschicht und G_{cm} denjenigen zwischen der zweiten und der klimatologischen Bodenschicht. Die numerische Bestimmung der Bodenwärmeströme G_{mb} und G_{cm} ist in Anhang I näher erläutert.

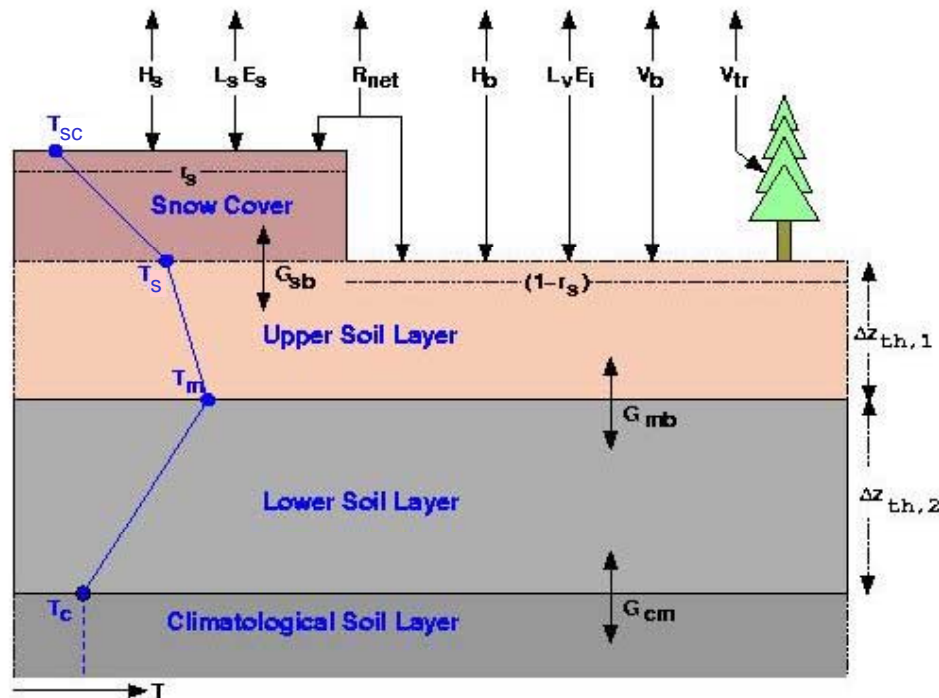


Abbildung 5.2: In TERRA berücksichtigte thermische Prozesse (Doms & Schättler 1999, Abkürzungen siehe Text)

5.2 Landnutzungsszenarien

Das Modellgebiet reicht vom Ijsselmeer im Nordwesten bis fast nach Nürnberg im Südosten und umfasst knapp 160.000 km² (141 · 141 Gitterpunkte mit einem Abstand von 2,8 km). Im Bereich von Nordrhein-Westfalen wird die Landnutzung der Modellszenarien für die Jahre 1981 (LU81), 1988 (LU88) und 1997 (LU97) aus den Daten des Liegenschaftskatasters abgeleitet. Ein weiteres Szenario berücksichtigt die Prognose der Landnutzungsverteilung für das Jahr 2015 (LU15, vgl. Tabelle 4.1). Schließlich werden Modellrechnungen durchgeführt, bei denen die gesamte Landesfläche Nordrhein-Westfalens vollständig mit Wald bedeckt ist (LUFO). Damit wird vereinfacht die Klimawirksamkeit der natürlichen Vegetation des Landes vor dem Eingriff des Menschen simuliert und die Sensitivität des Modells bezüglich der Vegetationsparameter analysiert. Für die im Modellgebiet gelegenen Flächen außerhalb von NRW wurden die Modellparameter aus dem CORINE-Datensatz abgeleitet und für alle Szenarien konstant gehalten.

Die Szenarien unterscheiden sich in den von TERRA benötigten Parametern der Landoberfläche Rauigkeitslänge (z_0), Blattflächenindex (LAI), Vegetationsbedeckungsgrad (FVC) und Durchwurzelungstiefe (RD). Diese wurden den Landnutzungseinheiten aus Literaturangaben zugeordnet (Tabelle 5.1). Die Simulationen werden nur für die Hauptvegetationsperiode im Sommer durchgeführt, da hier die maximalen Effekte zu erwarten sind. Daher ist eine jahreszeitliche Anpassung der Modellgrößen nicht notwendig.

Die Werte wurden für alle Gemarkungsflächen in Abhängigkeit des prozentualen Flächenanteils der Landnutzungsklassen gemittelt und auf die Gitterpunkte des LM interpoliert. Die Bodenarten wurden aus den ursprünglichen Datensätzen des LM übernommen. Zur vereinfachten Berücksichtigung von Versiegelungseffekten wurden die Bodenarten aber auf die Sonderform ‚Fels‘ gesetzt, wenn mehr als 80 % einer Gitterbox als Siedlungsbereich klassifiziert ist. Abbildung 5.3 und Tabelle 5.2 zeigen die Veränderung der Modellparameter zwischen den Szenarien. Demnach sind die Veränderungen der Landoberfläche zwischen 1988 und 1997 geringer als zwischen 1981 und 1988. Ursache für die Zunahme der mittleren Durchwurzelungstiefe und die geringen Veränderungen des Blattflächenindex in diesem Zeitraum ist der hohe Rückgang der Grünland- im Verhältnis zu den Ackerflächen.

Tabelle 5.1: Landnutzungseinheiten und zugeordnete Modellparameter (Lenz 1996, Tang & Miao 1998, Mölders 1998)

Landnutzung	FVC [%]	z_0 [cm]	RD [cm]	LAI [-]
Hof- und Gebäudeflächen	15	100	40	0.3
Straßen- und Wegeflächen	15	20	40	0.3
Gartenflächen	80	25	60	2.5
Ackerland	75	6	50	4
Grünland	90	3	30	2
Waldflächen	100	100	95	5.5
Heide	90	10	70	3
Moor	90	10	70	3
Abbauland	10	5	40	0.5
Unland, Ödland	50	10	50	2.5
Wasserflächen	0	0.2	0	0

Tabelle 5.2: Veränderung der Modellparameter zwischen 1981 und 2015 (NRW-Mittel)

Zeitraum	FVC [%]	z_0 [cm]	RD [cm]	LAI [-]
1981-1988	-1.46	1.76	-0.02	-0.056
1988-1997	-1.15	1.16	0.18	-0.021
1997-2015	-1.91	2.13	-0.09	-0.097

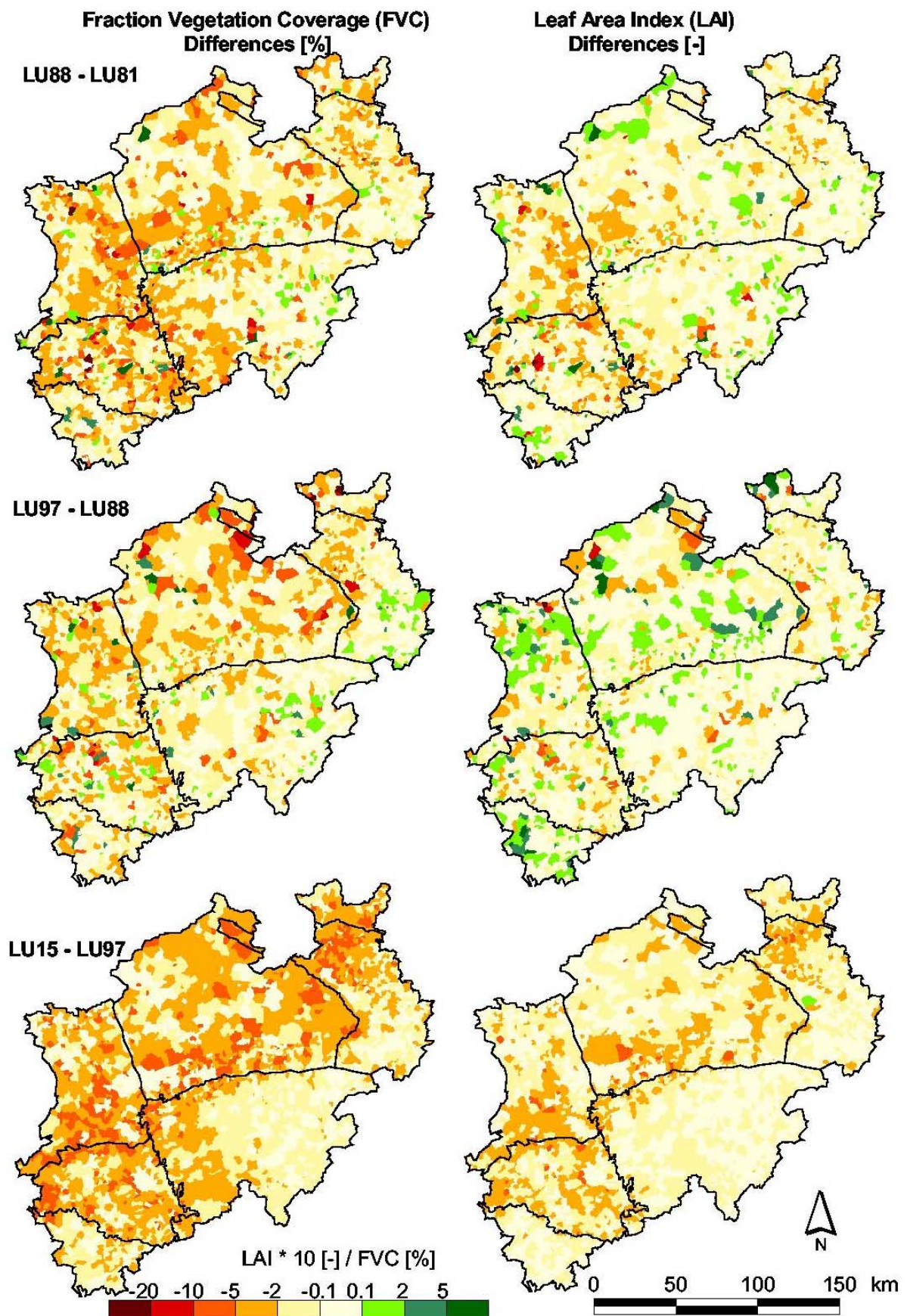


Abbildung 5.3: Differenzen der Modellparameter Vegetationsbedeckungsgrad (FVC), Blattflächenindex (LAI), Rauigkeitslänge (z_0), Durchwurzelungstiefe (RD) und Bodenart zwischen LU81, LU88, LU97 und LU15

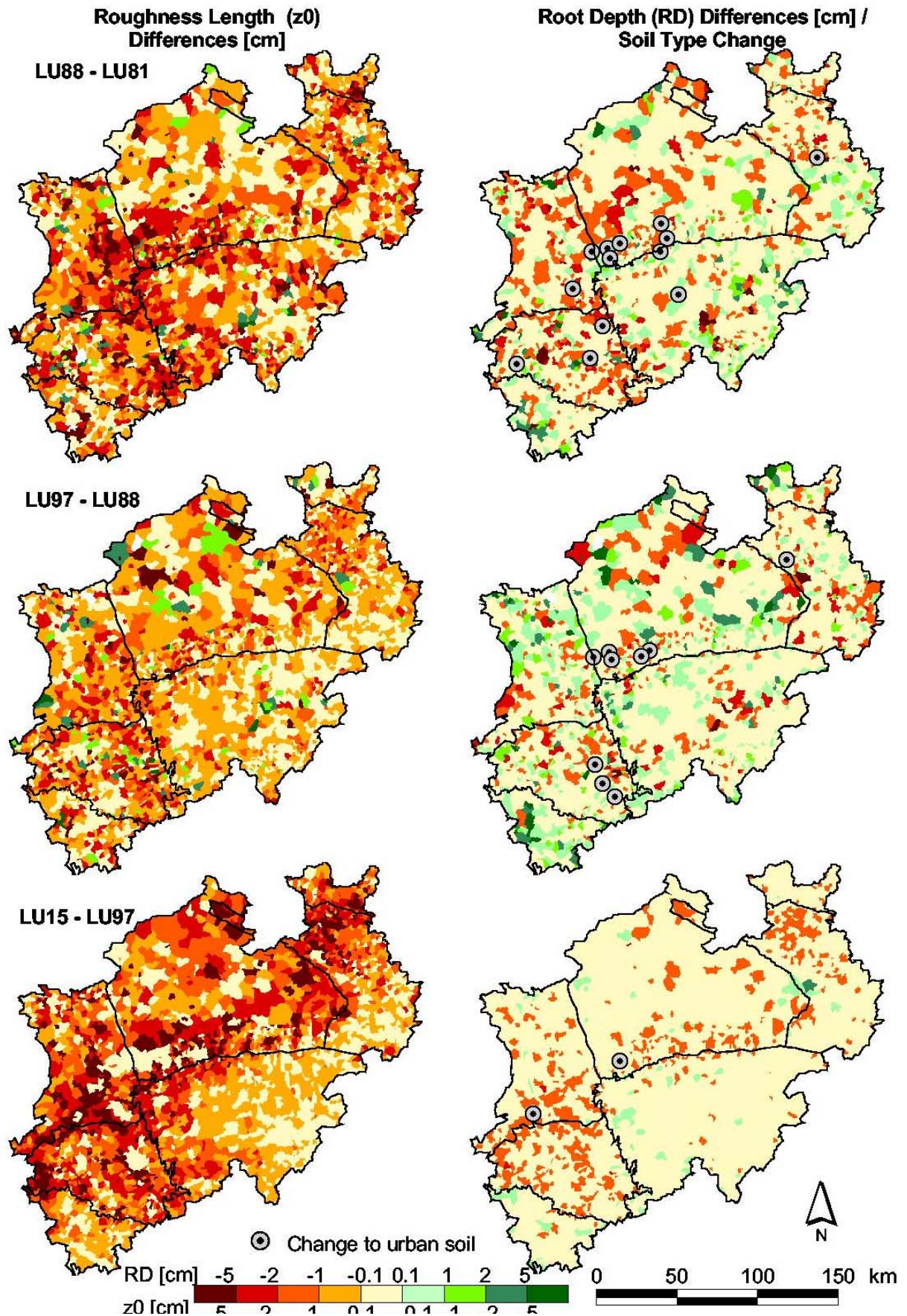


Abbildung 5.3 (f): Differenzen der Modellparameter Vegetationsbedeckungsgrad (FVC), Blattflächenindex (LAI), Rauheitslänge (z_0), Durchwurzelungstiefe (RD) und Bodenart zwischen LU81, LU88, LU97 und LU15

5.3 Fallstudien

Für die fünf Landnutzungsszenarien wurden je drei Fallstudien über jeweils 72 Stunden gerechnet. Um ein gegenüber stochastischen Modelleffekten etwas robusteres Signal der Landnutzungsänderungen zu erhalten, wurden für jedes Szenario insgesamt drei Modellläufe durchgeführt, die mit etwas unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet wurden. Die Variationen der Startwerte wurden durch die Zuordnung der Initialwerte zu drei verschiedenen Startzeiten (00:00 UTC \pm eine Stunde) erzeugt. Die Ergebnisse der drei Läufe pro Landnutzungsszenario und Fallstudie wurden anschließend gemittelt.

Zusätzlich wurde für jede Fallstudie ein Kontrolllauf (LUCO) gerechnet. Für die erste Fallstudie wurden dabei Vegetationsbedeckungsgrad und Blattflächenindex auf 0 gesetzt, um den maximalen Effekt der Vegetation auf die Modellparameter zu erfassen. Bei den übrigen Fallstudien wurden die vorgegebenen Bodenfelder des Modells verwendet.

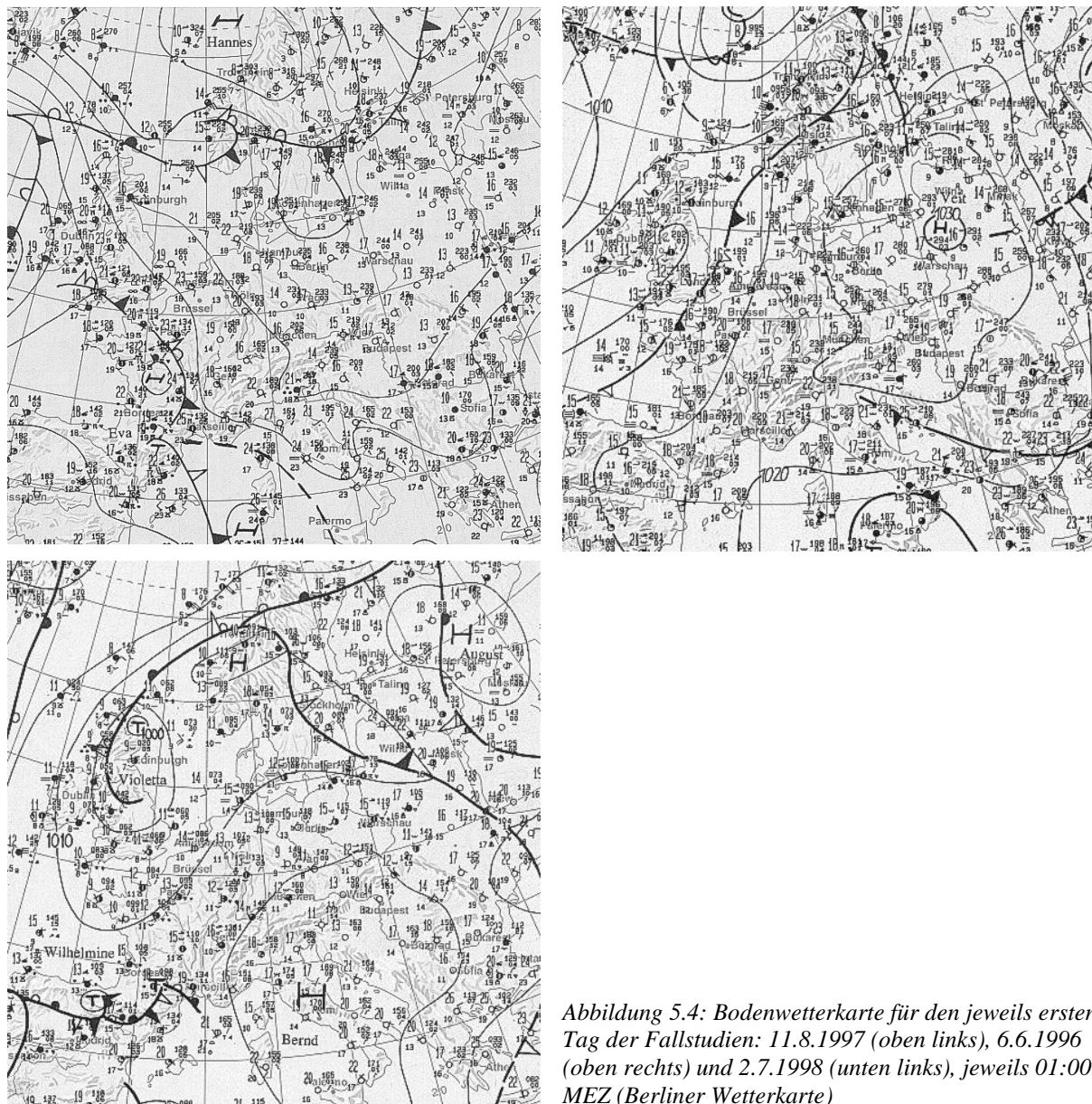
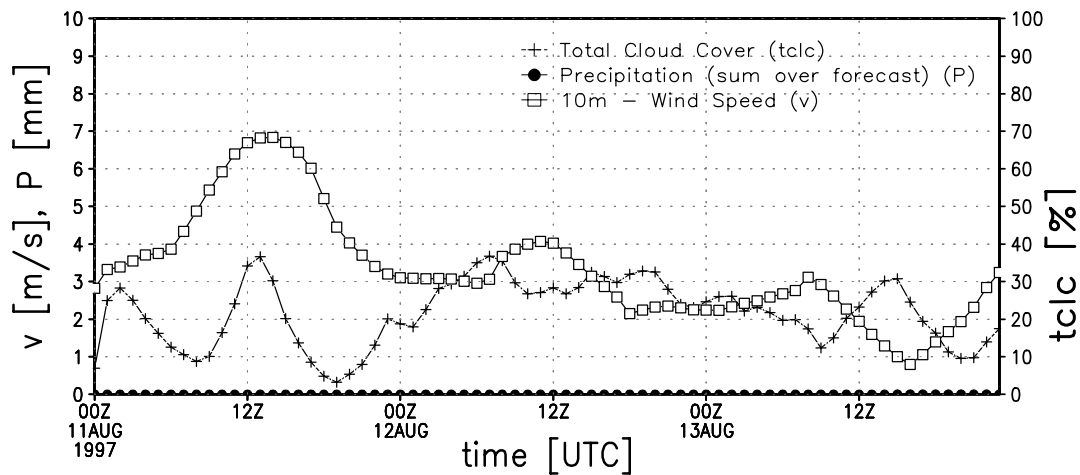


Abbildung 5.4: Bodenwetterkarte für den jeweils ersten Tag der Fallstudien: 11.8.1997 (oben links), 6.6.1996 (oben rechts) und 2.7.1998 (unten links), jeweils 01:00 MEZ (Berliner Wetterkarte)

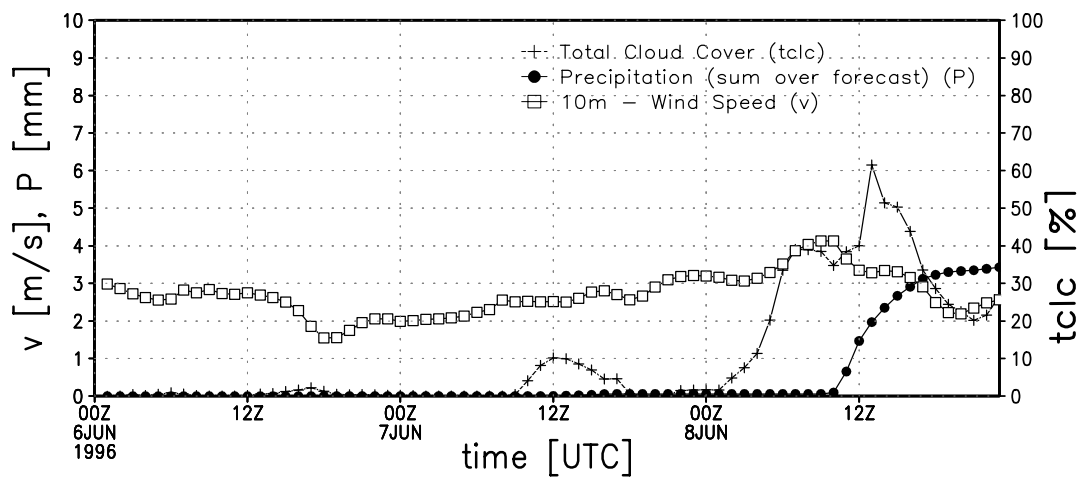
Die erste Fallstudie umfasst den Zeitraum vom 11. bis zum 13. August 1997. Die Wetterlage war durch ein ostwärts ziehendes Hochdrucksystem über Skandinavien bestimmt (Abbildung 5.4). Die Temperaturen lagen bei fast ununterbrochener Sonneneinstrahlung und schwachen bis mäßigen Winden aus Südost verbreitet über 30° C. Unter solchen ‚Strahlungswetterlagen‘ sind die Einflüsse der Landoberfläche auf den atmosphärischen Energie- und Wasserhaushalt maximal und die Effekte von Landnutzungsänderungen am deutlichsten. Trotz des geringen Wolkeneinflusses nach den Stationsdaten werden vom Modell in Schichten über 10 km Höhe Bewölkungsgrade von bis zu 30 % vorhergesagt (Abbildung 5.5). Niederschlag blieb während des Vorhersagezeitraums aus.

Ähnliche Bedingungen kennzeichnen die zweite Fallstudie vom 6. bis zum 8. Juni 1996. Hier kam es allerdings am zweiten und v.a. am dritten Tag der Modellsimulation zur Bildung von Gewitterwolken und konvektiven Niederschlägen. Der dritte Simulationszeitraum zwischen 2. und 4. Juli 1997 unterscheidet sich durch höhere Wolkenbedeckung, etwas tiefere Temperaturen und verbreitete Schauerniederschläge am ersten und dritten Modelltag deutlich von den beiden anderen Fallstudien. Abbildung 5.5 zeigt die Witterungsbedingungen der drei modellierten Zeiträume anhand der Windgeschwindigkeiten, Niederschlagssummen und Bedeckungsgrade der jeweiligen Kontrollläufe.

11.08.97–13.08.97 (control run)



06.06.96–08.06.96 (control run)



02.07.97–04.07.97 (control run)

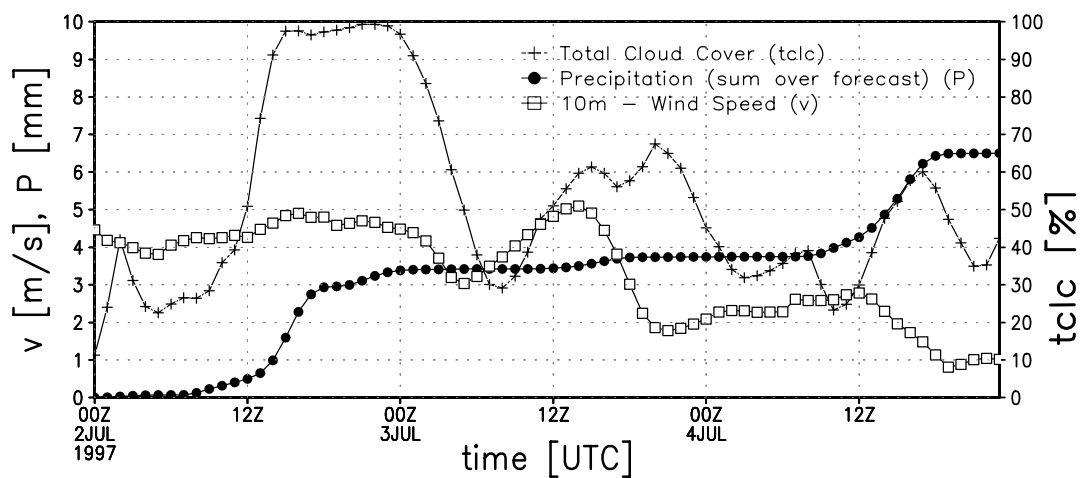


Abbildung 5.5: Wolkenbedeckung, Windgeschwindigkeit und Niederschlag für den Kontrolllauf (LUCO) der LM-Fallstudien. Dargestellt sind die räumlichen Mittel für Nordrhein-Westfalen.

5.3.1 Fallstudie 11.8.97 - 13.8.1997

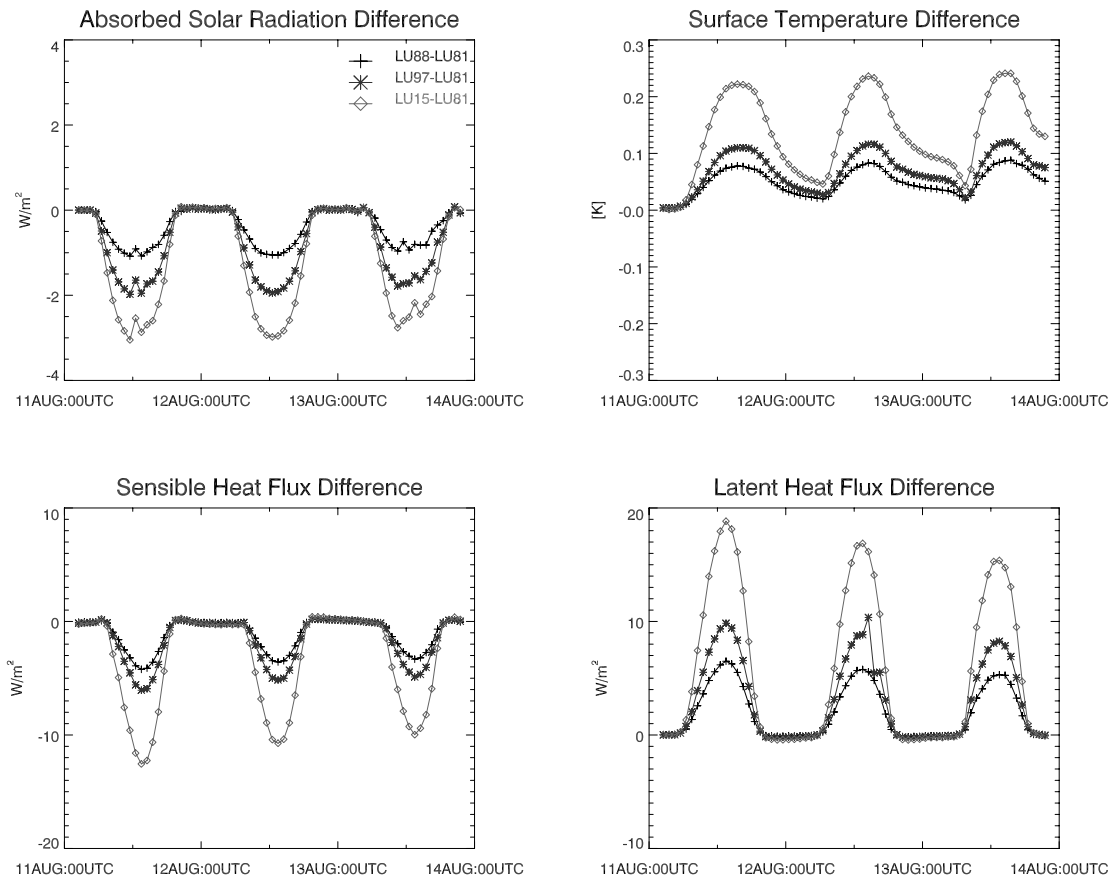


Abbildung 5.6: Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert). Dargestellt sind jeweils die Differenzen zur Simulation mit der Landnutzung von 1981 (LU81).

Abbildung 5.6 zeigt die Auswirkungen der veränderten Landnutzung zwischen 1981 und 2015 auf die Strahlungsbilanz und die Oberflächentemperatur nach den LM – Simulationen für den Zeitraum zwischen 11. und 13. August 1997. Dargestellt sind jeweils die Veränderungen im NRW-Mittel bezogen auf die Werte für LU81. Durch die im Vergleich zu Vegetationsbeständen höhere Albedo überbauter Flächen nimmt die absorbierte kurzwellige Einstrahlung mit zunehmender Urbanisierung ab und ist daher für LU81 am höchsten. Die maximale Verringerung von $3 W/m^2$ (LU15 - LU81) entspricht ca. 0,4 % der zu diesem Zeitpunkt bei LU81 im NRW-Mittel absorbierten kurzweligen Strahlung. Trotz der etwas geringeren verfügbaren Energie nimmt der Fluss fühlbarer Wärme mit abnehmenden Vegetationsgehalten zu. Da von der Erdoberfläche weg gerichtete Strahlung negativ gezählt wird, zeigt sich die Zunahme des fühlbaren Wärmeflusses in Abbildung 5.6 in negativen Differenzen gegenüber LU81. Die maximale Differenz von ca. $13 W/m^2$ (LU15 - LU81) macht dabei ca. 7,3 % des zu diesem Zeitpunkt für LU81 simulierten fühlbaren Wärmestroms aus.

Der latente Wärmestrom nimmt demgegenüber mit abnehmender Vegetationsbedeckung ab. Die Maximaldifferenz von ca. $20 W/m^2$ zwischen LU81 und LU15 entspricht ca. 7,0 % des

Maximalwertes von LU81. Die Oberflächentemperatur steigt zwischen LU81 und LU15 mit sinkender Verdunstung an. Die maximalen T_s -Differenzen betragen zwischen LU81 und LU15 ca. 0,25 K und zwischen 1981 und 1997 etwa die Hälfte davon. Die T_s -Zunahmen werden nachts nicht vollständig ausgeglichen, so dass sich nach Abbildung 5.6 trotz der am zweiten und dritten Simulationstag abnehmenden Differenzen der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse ein zunehmender Trend der Oberflächentemperaturen ergibt. Der Bodenwärmestrom wird im Modell als Residuum zwischen der absorbierten solaren Einstrahlung, den Flüssen latenter und fühlbarer Wärme und der langwelligen Ausstrahlung (nicht gezeigt) kalkuliert. Demnach ergibt sich im Landesmittel eine maximale Zunahme des Bodenwärmestroms zwischen LU81 und LU15 von ca. $2,4 \text{ W/m}^2$ infolge der Siedlungsausweitungen.

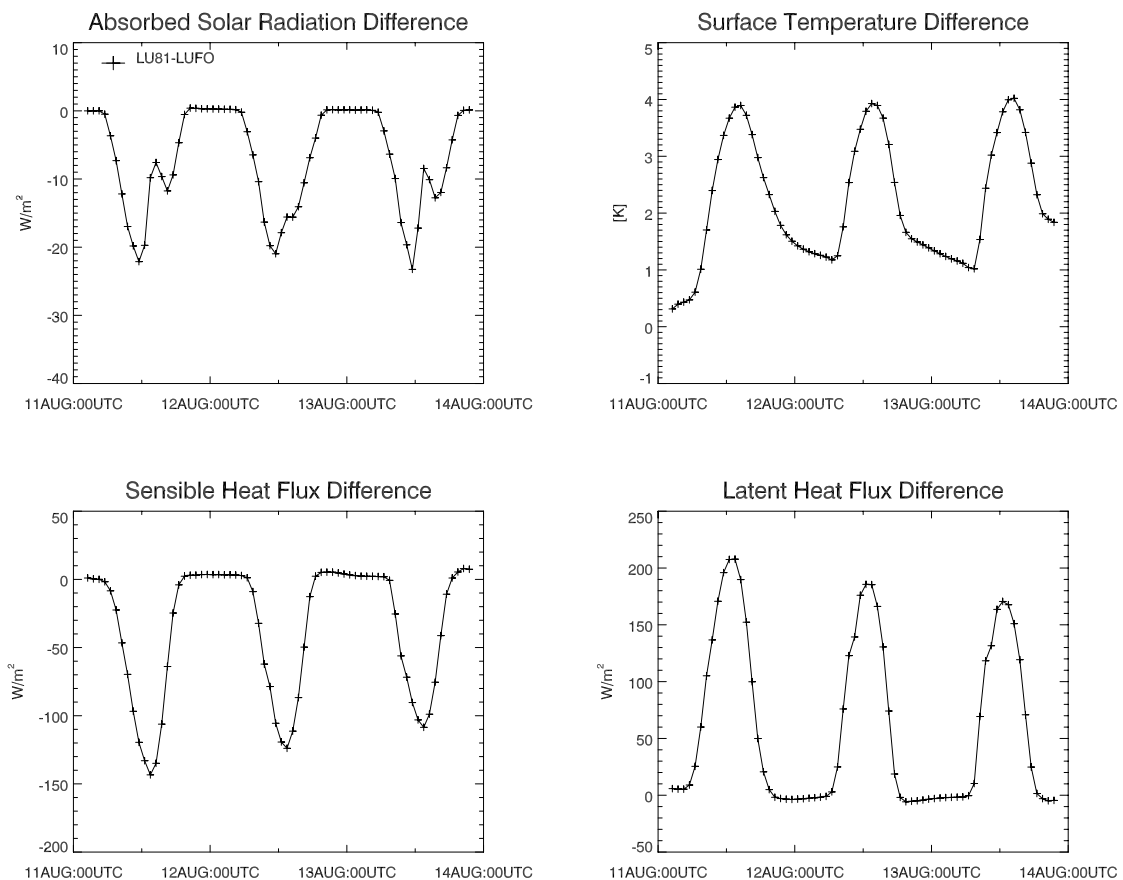


Abbildung 5.7: Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981.

Um den Faktor 10 höher sind die Differenzen des Strahlungshaushaltes der ‚heutigen‘ Landnutzungsszenarien (LU81, LU88, LU97 und LU15) und einer vollständigen Waldbedeckung in NRW (Abbildung 5.7). Demnach ergeben sich Verringerungen der kurzwelligen Strahlungsbilanz um bis zu 3,2 % zwischen LU81 und LUFO und maximale Temperaturzunahmen von ca. 4 K. Der fühlbare Wärmefluss ist heute gegenüber LUFO fast 2,5 mal ($= 145 \text{ W/m}^2$) höher; der latente Wärmefluss geht entsprechend um knapp die Hälfte (210 W/m^2) zurück.

In Abbildung 5.8 sind die Unterschiede der simulierten Wolkenbedeckungsgrade aufgetragen. Im Gegensatz zu den Auswirkungen auf die absorbierte solare Strahlung ergeben sich durch

die Landnutzungsänderungen zwar deutliche Schwankungen der Bewölkung, aber keine Tendenzen mit zunehmender Urbanisierung. Es zeigen sich somit keine Zusammenhänge zwischen den Variationen des Bewölkungsgrades und den Änderungen der Oberflächenenergiebilanz.

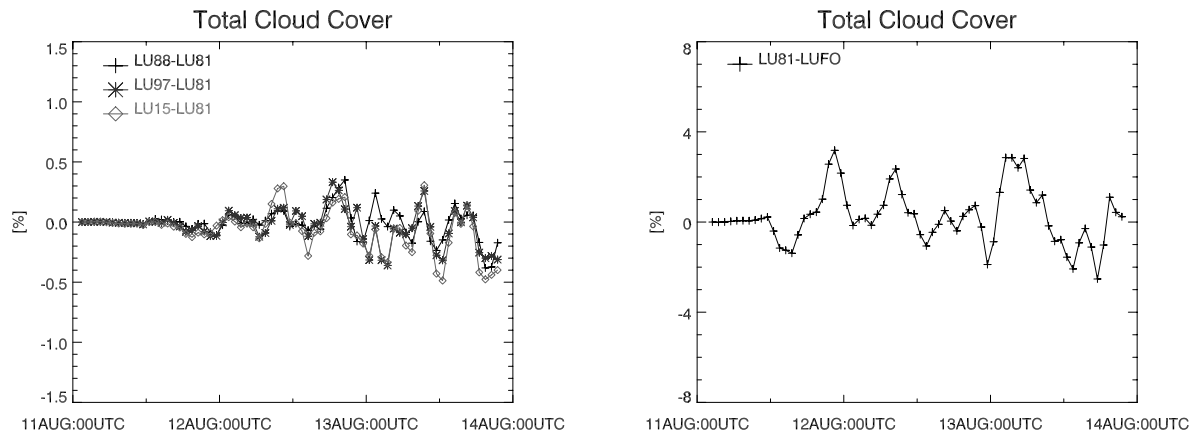


Abbildung 5.8: Differenzen (NRW-Mittel) des Wolkenbedeckungsgrades für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen (links) 1981 und 2015 (prognostiziert) und (rechts) zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981.

Abbildung 5.9 zeigt oben die mittleren Änderungen der Oberflächentemperatur und der spezifischen Feuchte am Boden zwischen LU81 und LU97 im zeitlichen Mittel. Wegen möglicher Randeffekte sind die äußeren Gitterboxen nicht in die Darstellungen einbezogen. Es zeigt sich ein hoher negativer Zusammenhang zwischen den Änderungen von T_s und q_s . Zunahmen der Oberflächentemperatur und Abnahmen der spezifischen Feuchte am Boden treten demnach v.a. in den Tieflandbereichen auf, wo die Landnutzung am deutlichsten verändert wurde (vgl. Abbildung 5.3). Starke Erwärmungen zeigen Gitterboxen, wo der Bodentyp aufgrund des 80 % - Schwellenwertes des Siedlungsflächenanteils auf ‚Fels‘ gesetzt wurde (z.B. im Bereich Köln - Bonn bei ca. 6,9 E / 50,8 N oder Lüdenscheid bei ca. 7,6 E, 51,3 N; vgl. Abbildung 5.3). Deutlich sind ebenfalls die Temperaturzunahmen im Bereich des Rheinischen Braunkohletagebaus westlich von Köln (ca. 6,8 E, 50,9 N). Umgekehrt sind in der Nordeifel bei zunehmenden Werten für den LAI Temperaturabnahmen zu verzeichnen.

Abbildung 5.9 unten zeigt entsprechend die Veränderungen beider Parameter im Vergleich zu einer vollständigen Waldbedeckung in NRW. Die Effekte spiegeln auch hier direkt die Landnutzungsänderung wider und sind dort am höchsten, wo die Waldanteile heute am geringsten sind. Die stärksten Änderungen zeigen sich daher im Bereich der Siedlungsagglomerationen an Rhein und Ruhr. Deutlich wird auch die advective Verlagerung der Temperaturerhöhung und Feuchtereduktion mit der Hauptwindrichtung nach Nordwesten. In Abbildung 5.10 sind die mittleren Temperaturänderungen im Lee von Nordrhein-Westfalen gegen die Entfernung von der Landesgrenze aufgetragen. Demnach reichen die Temperaturzunahmen bis etwa 70 km hinter die Grenze. In weiterer Entfernung sind die LU81-Temperaturen im Vergleich zum LUFO – Szenario etwas geringer (vgl. auch Abbildung 5.9). Möglicherweise bewirken die höheren Windgeschwindigkeit des LU81 – Szenarios in Verbindung mit der hohen Bodenfeuchte am Niederrhein höhere Verdunstungen und damit stärkere Abkühlungen der Landoberfläche. Eine andere Ursache könnten die Druckveränderungen mit der Temperaturerhöhung in NRW sein, die außerhalb des Landes Ausgleichsbewegungen bewirken.

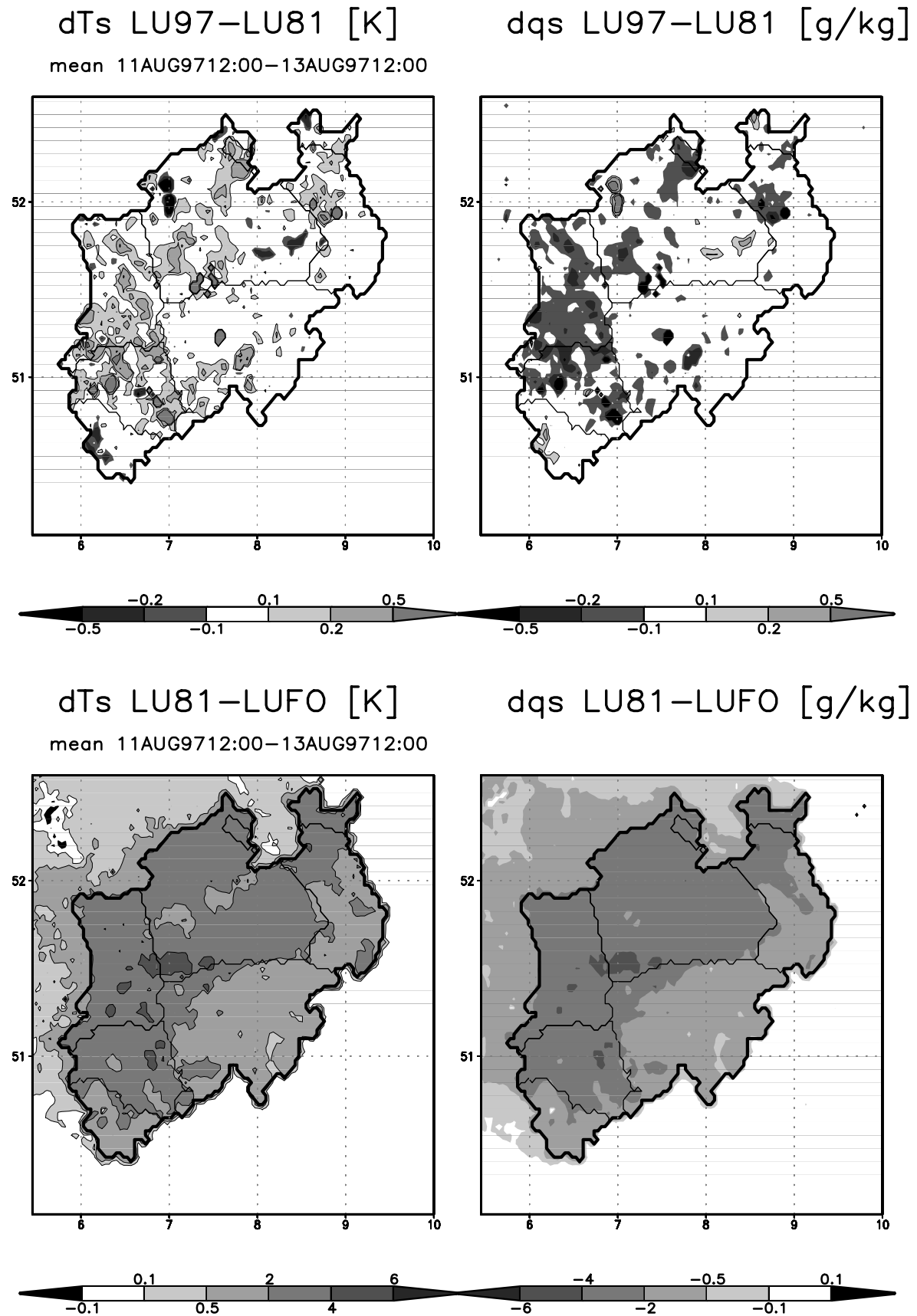


Abbildung 5.9: T_s - (links) und q_s - (rechts) Änderungen zwischen 1981 und 1997 (oben) sowie zwischen vollständiger Waldbedeckung und 1981 (unten). Dargestellt ist das Mittel für den Zeitraum 11.8.1997 12:00 UTC – 13.8.1997 12:00 UTC. Zunahmen sind mit Kontourlinien umrandet.

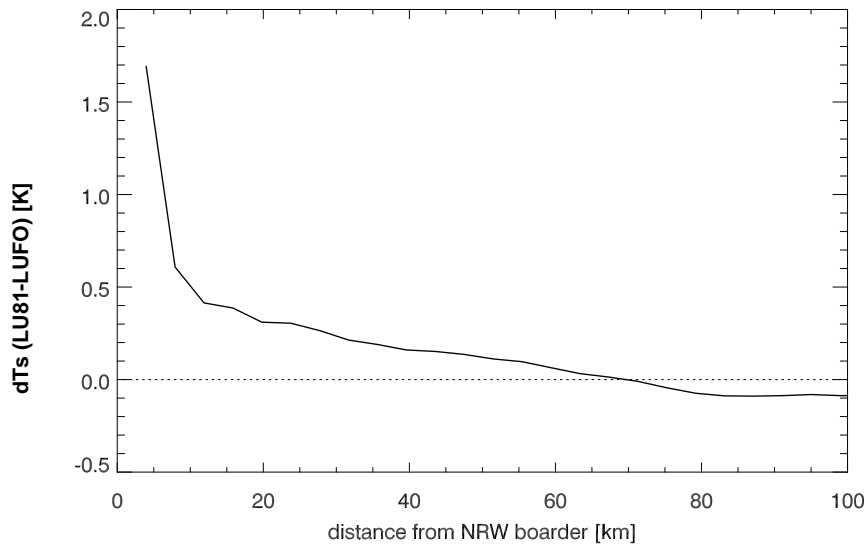


Abbildung 5.10: Auswirkungen der Landnutzungsänderungen in NRW (LU81-LUFO) auf die Oberflächentemperaturen im Lee des Landes

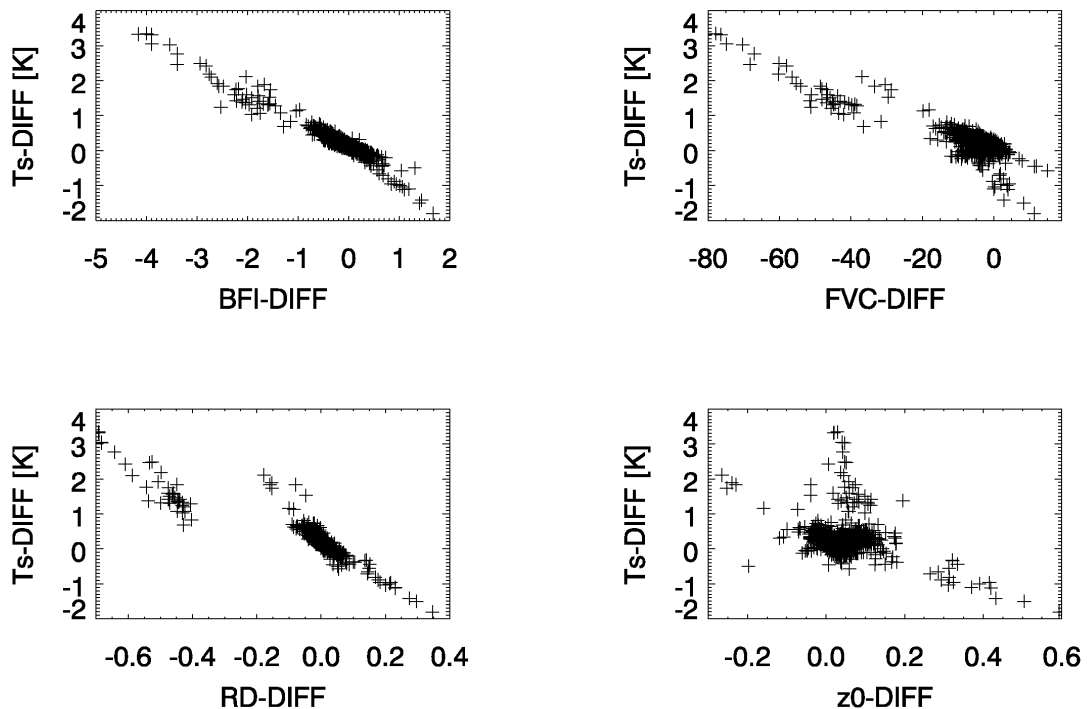


Abbildung 5.11: Zusammenhang zwischen den Änderungen von Blattflächenindex (LAI), Vegetationsbedeckungsgrad (FVC), Durchwurzelungstiefe (RD) und Rauigkeitslänge (z_0) (LU97-LU81) mit den simulierten T_s -Änderungen für den Zeitraum 11.8.1997 - 13.8.1997

Während durch die Landnutzungsänderungen gegenüber einer vollständigen Bewaldung also auch Fernwirkungen ausserhalb von NRW auftreten, bleiben die Effekte des Landnutzungswandels zwischen 1981 und 1997 lokal eng begrenzt. Abbildung 5.11 verdeutlicht den engen Zusammenhang zwischen den Veränderungen der Vegetationsparameter und den simulierten Änderungen der Oberflächentemperatur für den Simulationszeitraum. Der deutlichste Zusammenhang ergibt sich mit dem LAI ($r=0,97$). Die Reduktionen der Vegetationsparameter FVC und RD sind hoch mit denen des LAI korreliert und weisen daher ebenfalls hohe Korrelationen mit der Temperaturzunahme auf. Der direkte Einfluss der Änderungen der Rauigkeitslängen auf die Temperaturdifferenzen ($r=0,19$) ist deutlich

geringer. Die im Zuge der Urbanisierung zurückgehenden LAI –Werte bewirken im Modell abnehmende Pflanzenverdunstungen und einen geringeren Feuchtefluss in die Atmosphäre. Entsprechend steigen der fühlbare Wärmefluss und die Oberflächentemperatur. Entgegen gesetzt wirken die Zunahmen von Albedo und Rauigkeitslänge mit zunehmenden Siedlungsbereichen, da geringere Strahlungsabsorption und höherer turbulenter Austausch zu Abnahmen der Oberflächentemperaturen führen. Gegenüber dem Einfluss verminderter Transpiration sind diese Effekte im Modell aber von untergeordneter Bedeutung.

Abbildung 5.12 zeigt die Veränderung der Wassergehalte der beiden oberen Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für das NRW-Mittel. Bei der Berechnung der mittleren Bodenfeuchten wurden Gitterpunkte mit 'Felsböden' nicht berücksichtigt, da die Differenzen der Bodenwassergehalte ansonsten von der jeweiligen Anzahl der auf Fels gesetzten Gitterpunkte bestimmt werden. Die Kurven der Bodenfeuchtedifferenzen zeigen, dass die Böden mit zunehmender Urbanisierung gegenüber dem LU81-Szenario feuchter werden. Demnach wird mit abnehmenden Vegetationsgehalten weniger Wasser an die Atmosphäre abgegeben, was sich auch in der zurückgehenden spezifischen Feuchte am Boden zeigt. Für die obere Bodenschicht ergibt sich nachts eine umgekehrte Tendenz, da die Stomataöffnungen der Pflanzen geschlossen sind und daher mehr Wasser über den blanken Boden als über die Pflanzen verdunstet. Dieser Effekt ist aber schwächer und insgesamt nehmen die Wassergehalte beider Bodenschichten mit abnehmenden Vegetationsgehalten zu, während die spezifische Feuchte am Boden sinkt.

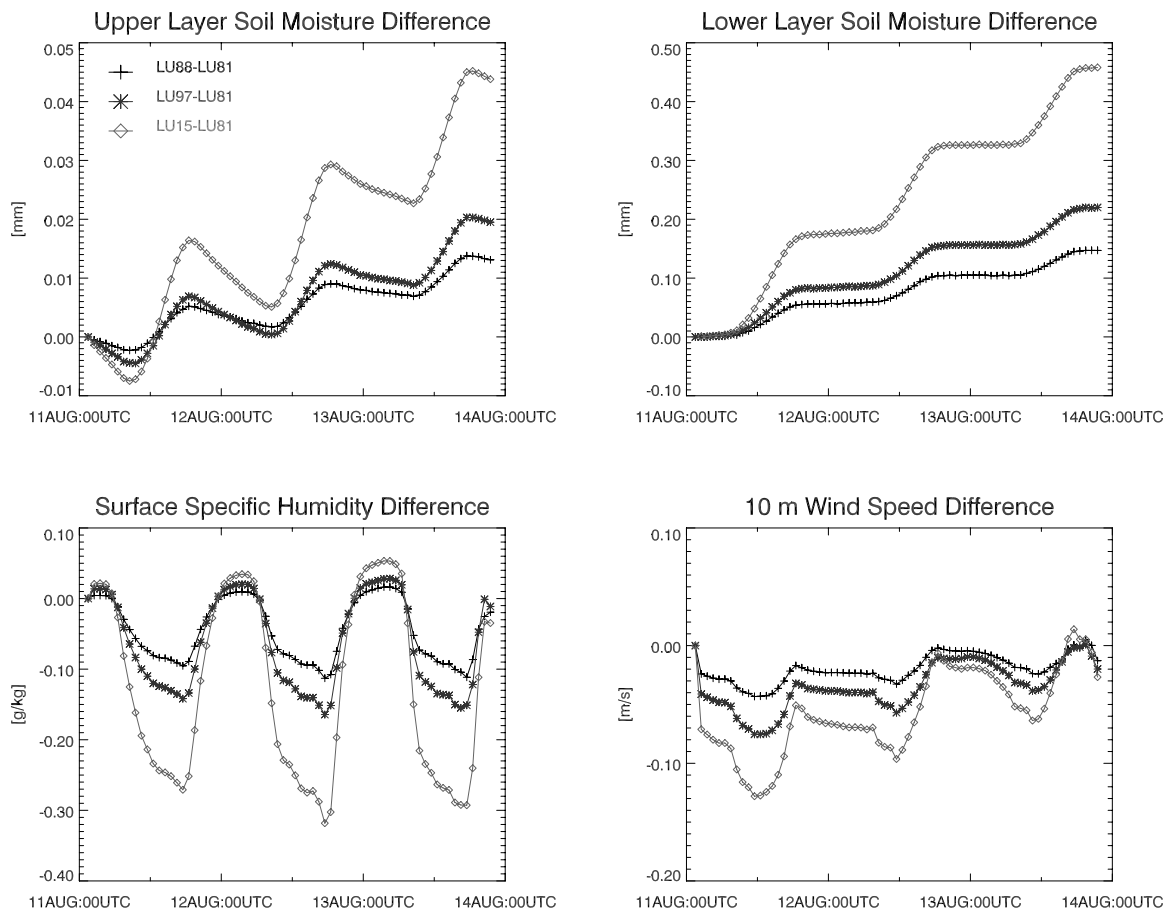


Abbildung 5.12: Differenzen der Wassergehalte der Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Modelllauf von 11. bis 13. August 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert). Dargestellt sind jeweils die Differenzen zu LU81.

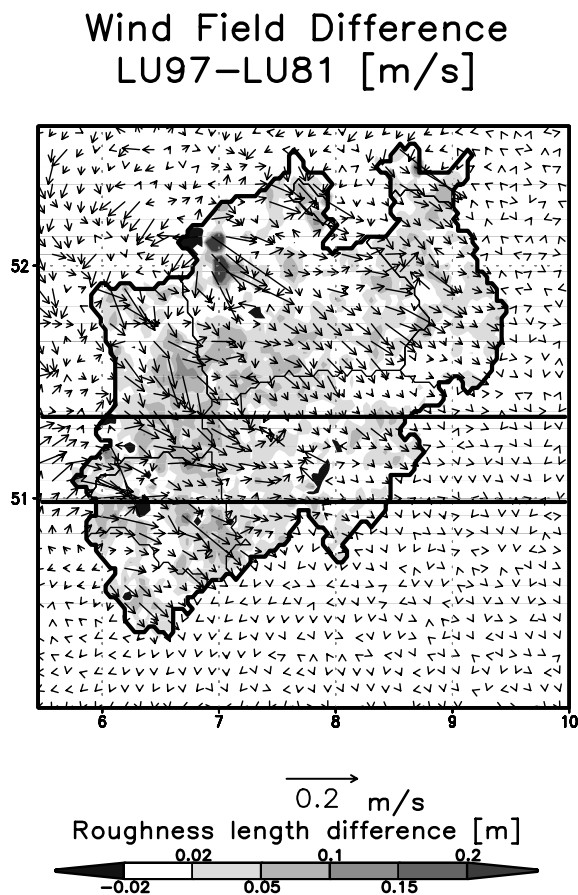
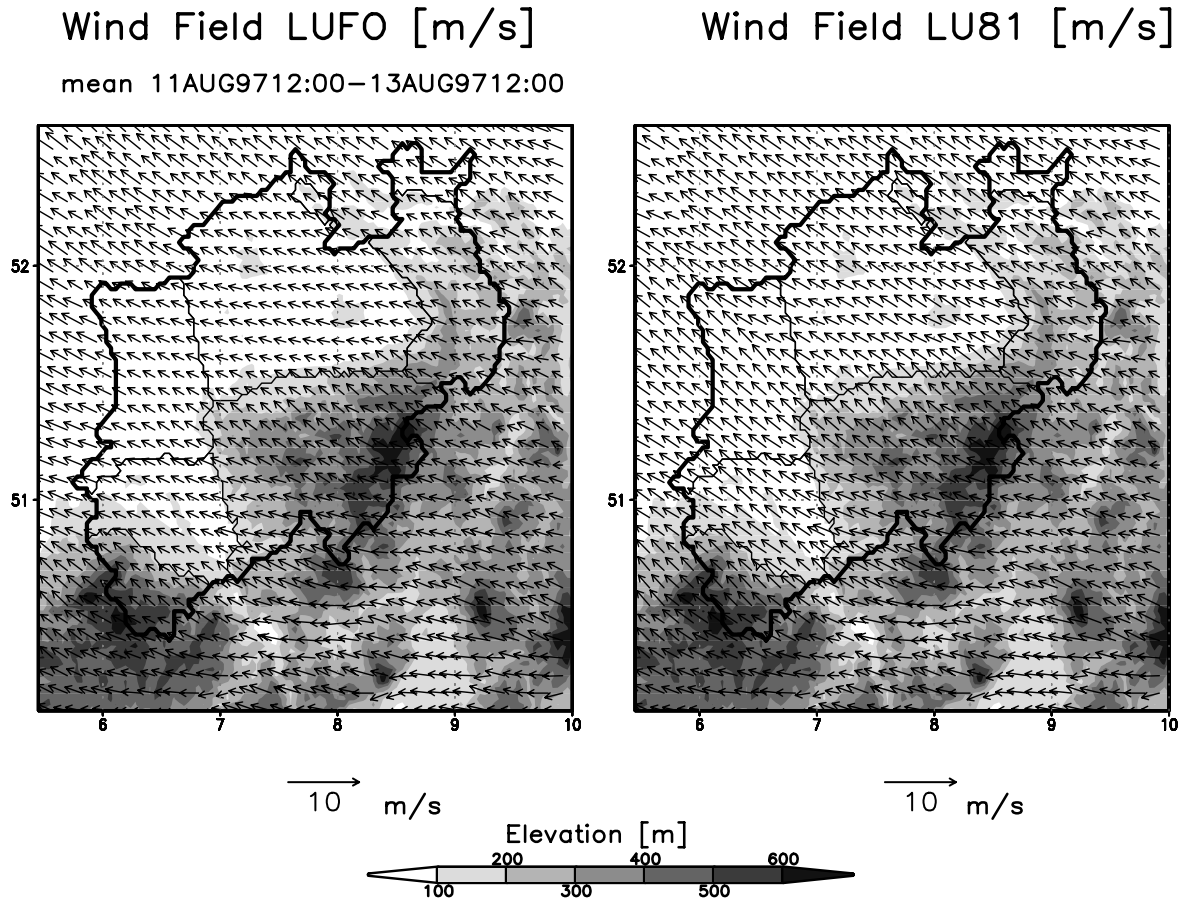


Abbildung 5.13: Zeitlich (11.8.97 12:00 UTC - 13.8.97 12:00 UTC) gemittelte Windfelder für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) vor dem Hintergrund der Topographie sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 mit der Veränderung der Rauheitslänge (unten). Die durchgezogenen Linien kennzeichnen die Mittelungsbereiche für die Querschnitte in Abbildung 5.14.

Weiterhin nehmen die 10 m - Windgeschwindigkeiten der Landnutzungsszenarien zwischen 1981 und 2015 kontinuierlich ab. Abbildung 5.13 zeigt oben links das mittlere Windfeld für das vollständig bewaldete NRW (LUFO) und oben rechts die Verhältnisse für LU81, jeweils vor dem Hintergrund der Topographie. Beide Abbildungen zeigen den Einfluss der Topographie auf das Windfeld mit Divergenzen über den Höhenlagen der Mittelgebirge und Konvergenzen in den Talbereichen. Deutlich wird zum Beispiel die kanalisierende Wirkung des Reliefs im Bereich des Rheindurchbruchs zwischen Bingen und Bonn. Während die Windgeschwindigkeiten bei LUFO in den Mittelgebirgsbereichen am höchsten sind, treten bei LU81 die Maximalwerte im Tiefland auf. Die Zunahme der Windgeschwindigkeit ist auf die geringere Rauigkeit des LU81-Szenarios zurückzuführen. Möglicherweise trägt auch der höhere Druckgradient in Folge der Erwärmung durch die Entwaldung des Tieflands zu den Zunahmen der Windgeschwindigkeiten bei. Weiterhin fällt bei dem LU81-Szenario im Vergleich zu LUFO eine Ablenkung des 10 m Windes über den Flachlandbereichen nach rechts auf - eine Folge der geringeren Ablenkung gegenüber dem geostrophischen Wind aufgrund der geringeren Reibungswirkung der Erdoberfläche.

Abbildung 5.13 unten stellt die mittlere Änderung des Windfelds zwischen LU81 und LU97 vor der Differenz der Rauigkeitslänge zwischen beiden Szenarien dar. Die Änderungsvektoren sind im Mittel gegen die Hauptwindrichtung gerichtet und zeigen damit verringerte Windgeschwindigkeiten infolge der mit der Siedlungsausweitung steigenden Rauigkeit. Betroffen sind wiederum hauptsächlich die Tieflandbereiche des Landes; die Auswirkungen der nordrhein-westfälischen Landnutzungsänderungen auf das bodennahe Windfeld zeigen sich aber auch in den Leegebieten nordwestlich des Landes.

Abbildung 5.14 zeigt Vertikalschnitte der potenziellen Temperatur θ sowie die zonalen und vertikalen Windvektoren der unteren Troposphäre am 12. August um 12:00 UTC. Die Werte wurden zwischen den 10 untersten atmosphärischen Modellschichten (mit den Höhen 33,5, 139, 319, 537, 805, 1200, 1736, 2354, 3016 und 3728 m über Grund) interpoliert. Die Schnitte verlaufen in West-Ostrichtung und sind in Nord-Südrichtung über 25 Gitterpunkte (70 km) gemittelt (vgl. Abbildung 5.13).

Der oberste Schnitt zeigt die Situation für das Szenario mit der Landnutzung von 1997. Die starke Bewaldung der Mittelgebirge im Osten führt zu einer deutlichen Abkühlung der unteren Grenzschicht im Vergleich zum intensiv landwirtschaftlich genutzten Tiefland im Westen. Die zonale Windgeschwindigkeit nimmt zunächst mit der Höhe zu, um ab ca. 1800 m ü. NN aufgrund der Rechtsdrehung des Windvektors abzunehmen.

Der mittlere Querschnitt zeigt die Differenz der potenziellen Temperatur und der Windvektoren zwischen den Simulationen LU97 und LU81. Deutlich wird unterhalb von ca. 1000 m eine leichte Zunahme der potenziellen Temperatur um ca. 0,05 - 0,1 K und eine Abnahme der zonalen Windgeschwindigkeit in den westlichen Bereichen. Weiterhin sind hier überwiegend leichte Zunahmen der vertikalen Windgeschwindigkeiten zu erkennen. In den östlichen Landesteilen fanden in diesem Zeitraum kaum Landnutzungsänderungen statt und die Effekte sind entsprechend geringer. Auffällig sind die leichten Abkühlungen oberhalb von ca. 900-1200 m ü NN.

Die untere Abbildung zeigt die Veränderung zwischen LU81 und LUFO. Deutlich werden kleinräumige Zirkulationen im Tiefland. Im Vergleich zur mittleren Abbildung sind die Effekte mit θ -Zunahmen von über 1 K in der unteren Troposphäre und Änderungen der zonalen Windgeschwindigkeiten um bis zu 1 m/s deutlicher ausgeprägt, das generelle Muster mit Windkonvergenzen und Erwärmungen der unteren Atmosphäre über den am stärksten veränderten Flächen im Westen und leichten Abkühlungen in den darüber liegenden Bereichen ist aber ähnlich.

Während die Zunahme der potenziellen Temperatur der unteren Luftschichten durch die verminderte Verdunstung und den erhöhten fühlbaren Wärmestrom erklärt werden kann, überrascht die gegenläufige Tendenz in Bereichen oberhalb von 1000 m.

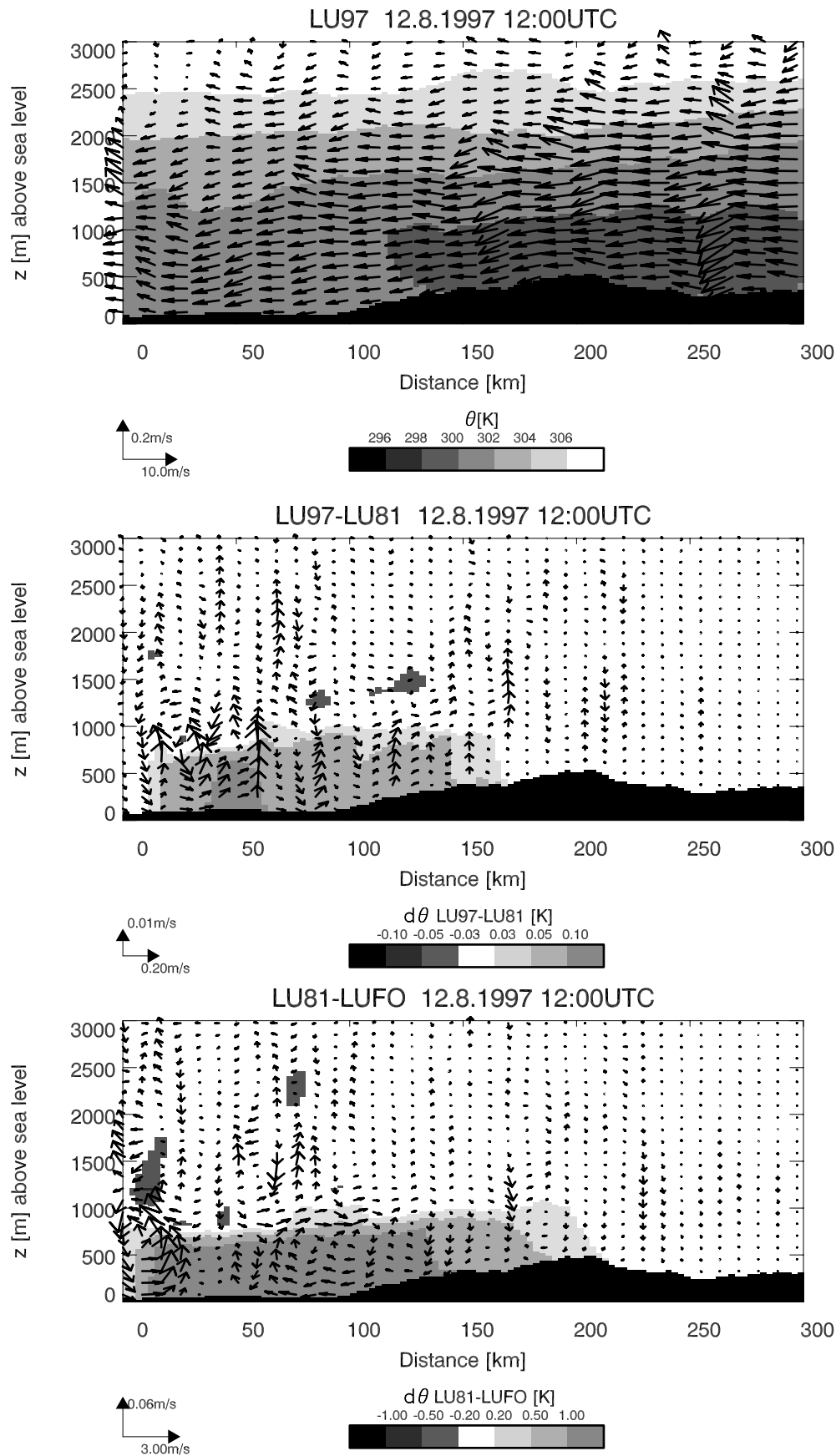


Abbildung 5.14: Querschnitt der potenziellen Temperatur θ sowie des zonalen und vertikalen Windes für LU97 (oben) am 12.8.1997 12:00 UTC sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) und zwischen LU81 und LUFO (unten). Die schwarzen Bereiche kennzeichnen die Topographie. Die Profile sind über den in Abbildung 5.13 gekennzeichneten Bereich gemittelt.

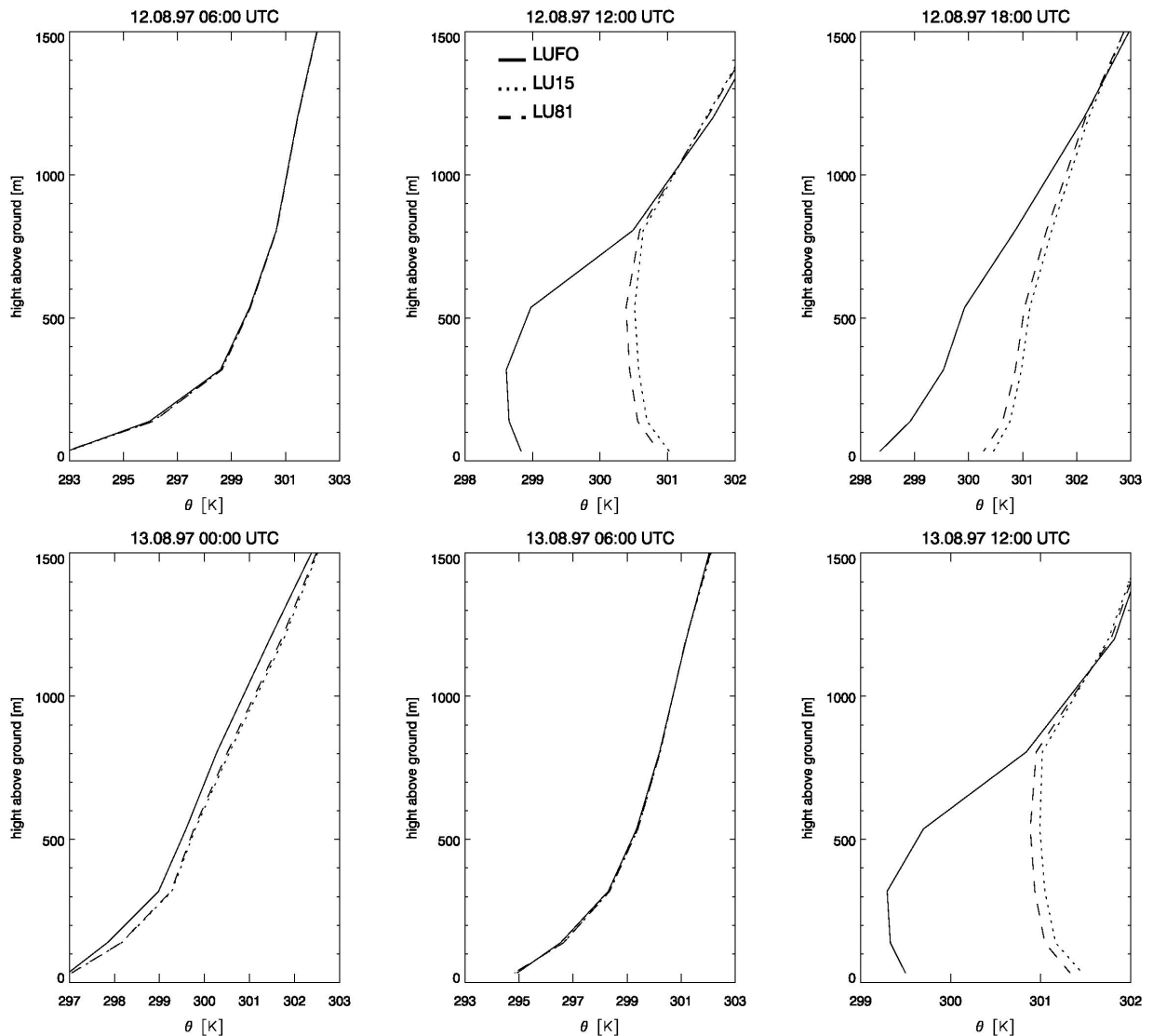


Abbildung 5.15: Für den Bereich zwischen $x=0$ und $x=100$ km (vgl. Abbildung 5.14) gemittelte Vertikalprofile der potenziellen Temperatur für die Szenarien LUFO, LU81 und LU15 zu verschiedenen Zeitpunkten.

Da die entsprechenden Schichtungen in allen Fällen wolkenfrei sind, können Effekte durch Phasenübergänge von Wasser keine Rolle spielen. Ursache ist vielmehr die unterschiedliche Mächtigkeit der atmosphärischen Grenzschicht. Über Wald ist die Höhe der Grenzschicht wegen der schwächeren Aufheizung geringer, wenn bei geringen Windgeschwindigkeiten die höhere Turbulenz gegenüber thermischen Effekten von untergeordneter Bedeutung ist. Da θ innerhalb der Grenzschicht etwa konstant ist und oberhalb der Grenzschicht zunimmt, steigen die Werte der Szenarien mit höherer Vegetationsbedeckung bereits in niedrigeren Höhen an und sind daher oberhalb der Grenzschicht höher als bei vegetationsärmeren Landnutzungsszenarien. Die zwischen $x=0$ und $x=150$ km gemittelten θ -Profile für LUFO, LU81 und LU15 (Abbildung 5.15) unterstützen diese Interpretation und zeigen die heute gegenüber LUFO labilere Schichtung der 12:00 Uhr - Atmosphäre. Abbildung 5.16 zeigt die spezifische Feuchte für LU97 sowie die Differenzen zu LU81 bzw. LUFO. Deutlich wird die höhere spezifische Feuchte der Mittelgebirge in Bodennähe und die gegensätzliche Änderung im Vergleich zur potenziellen Temperatur. Bei intensiverer Landnutzung sinkt demnach die Feuchte in der unteren atmosphärischen Grenzschicht, während oberhalb von 800 m – 900 m leichte Zunahmen auftreten.

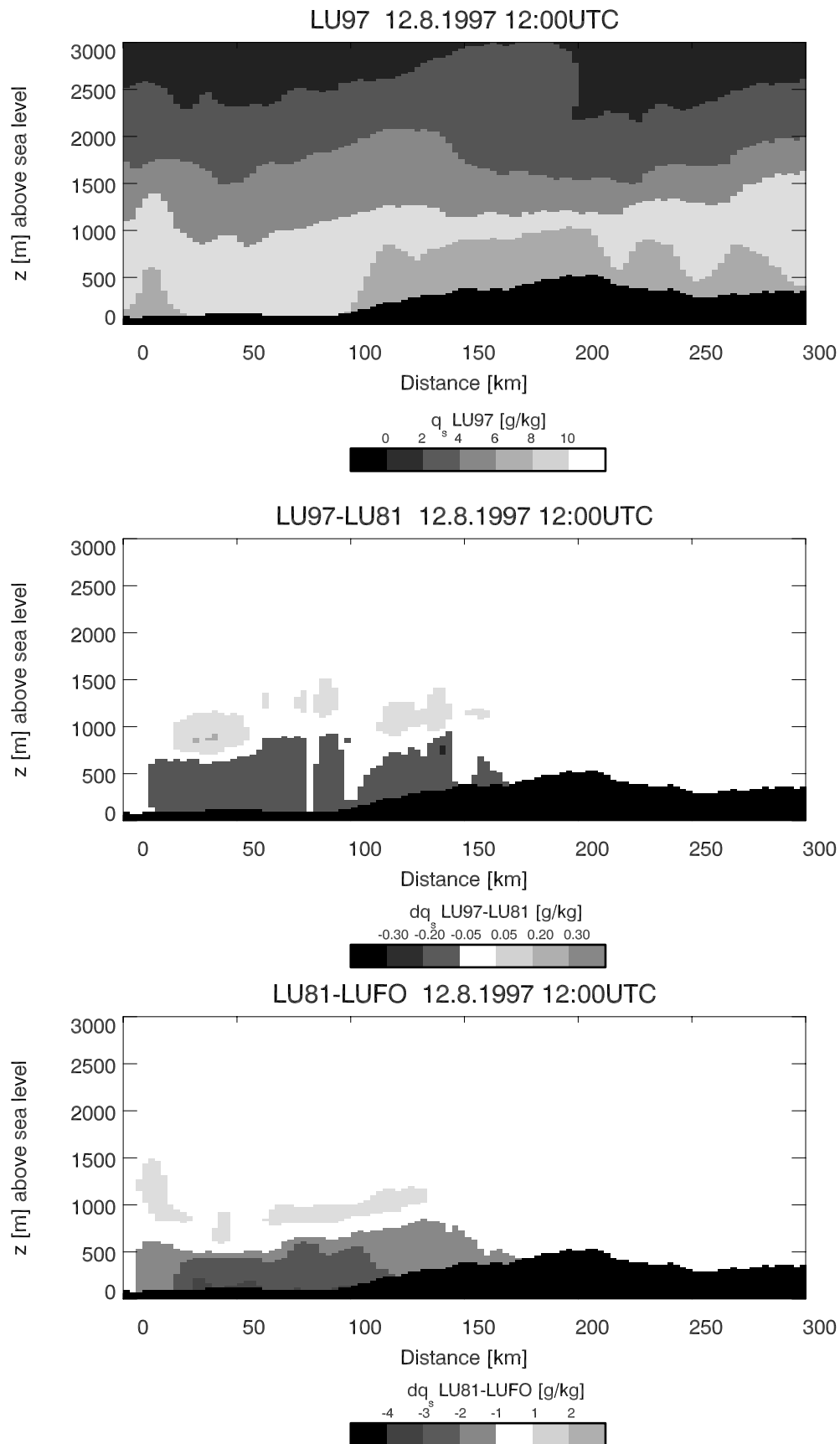
Abbildung 5.16: Wie Abbildung 5.14 aber für die spezifische Feuchte (q_s)

Tabelle 5.3 fasst die räumlich und zeitlich gemittelten Wirkungen der Landnutzungsänderungen in NRW auf die verschiedenen Parameter zusammen. LUCO repräsentiert hier eine Simulation ohne Pflanzenbedeckung, so dass die Differenzen zwischen LUCO und LUFO die maximalen Vegetationseffekte darstellen.

Erwartungsgemäß zeigen die Temperatur- und Feuchteparameter sowie Windgeschwindigkeit und Bodendruck nur sehr geringe Unterschiede zwischen den Landnutzungsszenarien LU81, LU88, LU97 und LU15. Allerdings entsprechen diese Unterschiede den durch die Landnutzungsänderungen zu erwartenden Tendenzen. So steigt die Oberflächentemperatur mit zunehmender Landnutzungsintensivierung kontinuierlich an, während die spezifische Feuchte am Boden entsprechend abnimmt. Die 2 m - Temperaturen (T_{2m}) des Modells werden in Abhängigkeit der atmosphärischen Stabilität aus T_s und der Temperatur der untersten atmosphärischen Schicht (T_{33}) bestimmt und verhalten sich sehr ähnlich wie die Oberflächentemperaturen. Der Luftdruck am Boden (p_s) sinkt mit steigender Oberflächentemperatur. Die bodennahen zonalen und meridionalen Windgeschwindigkeiten (u_{10m} und v_{10m}) sind im Vergleich zur natürlichen Vegetation erhöht und nehmen mit zunehmender Rauigkeit zwischen LU81 und LU15 wieder ab.

Die Wolkenbedeckungen (clc) zeigen keine einheitliche Tendenz in Abhängigkeit der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015. So ist die Wolkenbedeckung des LU88-Szenarios etwas höher als bei LU81, während die mit der Landnutzung von 1997 und 2015 simulierten Bedeckungsgrade etwas geringer sind. Im Vergleich zu LUFO werden bei allen Szenarien zwischen 1981 und 2015 etwas höhere Wolkenbedeckungen simuliert.

Tabelle 5.3: Räumlich (NRW) und zeitlich (11.8.1997 12:00 UTC – 13.8.1997 12:00 UTC) gemittelte Werte verschiedener Parameter für LU81 sowie die Differenzen zu LU88, LU15 und LUFO (Abkürzungen siehe Text)

		LU81	LU88-LU81	LU97-LU81	LU15- LU81	LU81-LUFO	LUCO ¹⁾ -LUFO
T_s	[K]	295.6	0.051	0.073	0.141	2.221	5.188
T_{2m}	[K]	296.1	0.051	0.075	0.141	1.648	3.798
T_{33m}	[K]	297.6	0.025	0.037	0.067	0.759	2.397
T_{1735m}	[K]	286.2	-0.001	-0.002	-0.003	-0.041	0.177
p_s	[Pa]	100141	-0.27	-0.41	-0.84	-11.39	-65.00
q_s	[g/kg]	10.42	-0.107	-0.074	-0.133	-2.292	-4.843
u_{10m}	[m/s]	-2.28	-0.032	-0.027	-0.045	0.502	0.885
v_{10m}	[m/s]	1.47	-0.012	-0.018	-0.028	0.592	1.063
η_1	[mm]	16.3	-0.081	-0.158	-0.160	-0.707	-0.105
η_2	[mm]	149.7	-0.680	-1.353	-1.342	-0.778	7.479
clc	[%]	23.9	0.002	-0.025	-0.058	0.426	0.165
P_r	[mm]	0	0	0	0	0	0

¹⁾ LUCO: FVC=0, LAI=0

Die Wassergehalte der ersten und zweiten Bodenschicht (η_1 bzw. η_2) werden mit intensiverer Landnutzung geringer, wenn Gitterpunkte mit berücksichtigt werden, deren Bodenart wegen der Überschreitung des Siedlungsschwellenwertes auf Fels gesetzt wurde. Ohne diese vereinfachte Berücksichtigung der Landnutzungsänderung auf die Bodeneigenschaften geben Szenarien mit weniger Vegetation während der Vorhersage weniger Wasser aus dem Bodenspeicher an die Atmosphäre ab (Abbildung 5.12). Wie gezeigt, nimmt der Bodenwassergehalt dann im Vergleich zu Szenarien mit mehr Vegetation langsamer ab.

Die Szenarien LUFO und LUCO unterscheiden sich hinsichtlich der Bodenarten nicht und zeigen damit ausschließlich die Effekte der Vegetationsänderung. Demnach steigt mit abnehmendem Vegetationsgehalt der Wassergehalt in der unteren Bodenschicht deutlich, während er in der oberen Schicht leicht abnimmt.

5.3.2 Fallstudie 6.6.96 - 8.6.1996

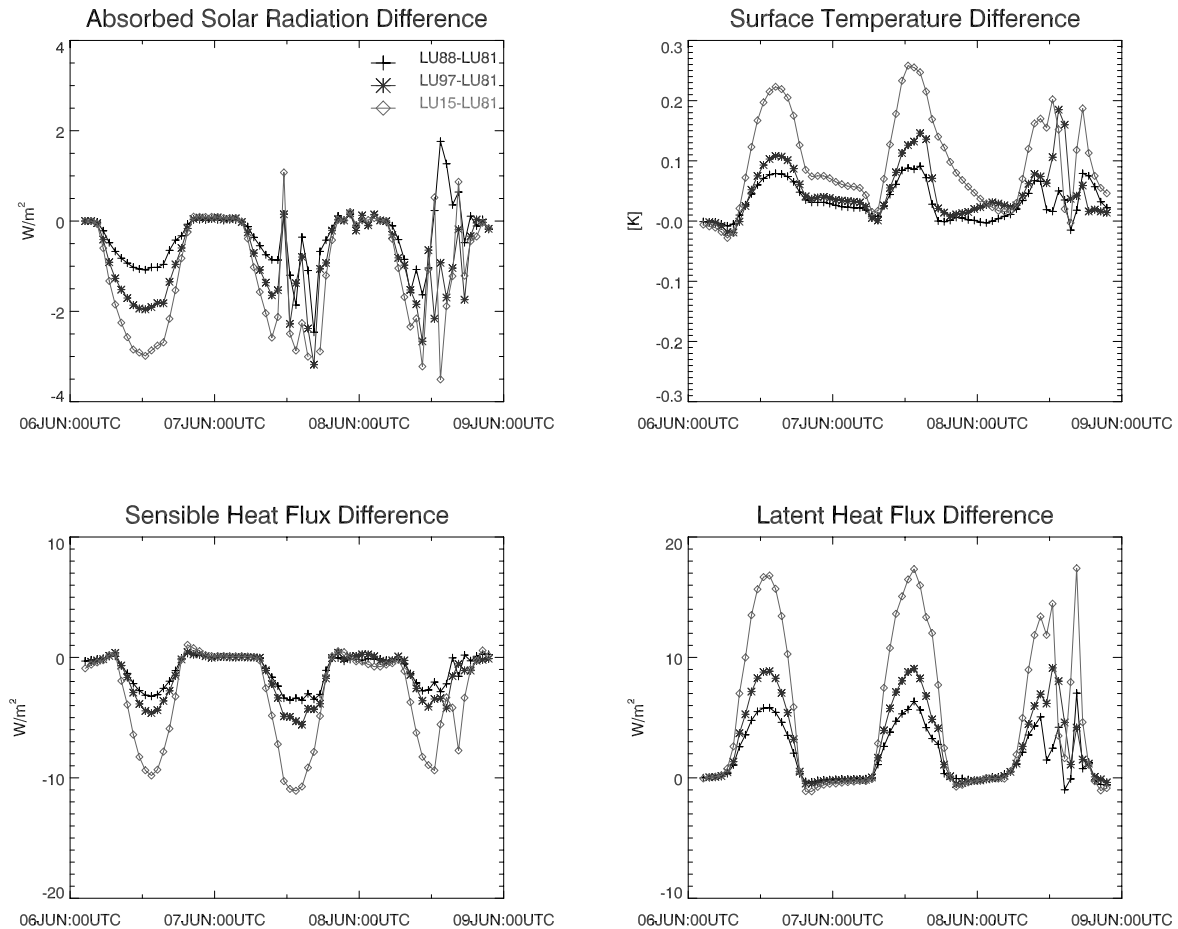


Abbildung 5.17: Differenzen im Strahlungshaushalt (NRW-Mittel) und der Oberflächentemperatur aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert) für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996. Dargestellt sind jeweils die Differenzen zur Simulation mit der Landnutzung von 1981 (LU81).

Die unter den Randbedingungen der synoptischen Wetterlage zwischen 6. und 8. Juni 1996 simulierten Auswirkungen der Landnutzungsänderungen auf die Energieflüsse und T_s sind während den fast wolkenfreien ersten 36 Stunden sehr ähnlich wie die Ergebnisse des ersten Simulationszeitraumes (Abbildung 5.17 und 5.18). Die dann einsetzende konvektive Bewölkung mit Niederschlägen entwickelt sich dagegen für die einzelnen Szenarien räumlich und zeitlich sehr unterschiedlich (Abbildung 5.19). Dadurch kommt es zu den Schwankungen in den Differenzen der absorbierten solaren Einstrahlung, die bei dem Vergleich zwischen LUFO und LU81 (Abbildung 5.18) deutlich die Ausschläge der Kurve der Bewölkungsdifferenzen widerspiegeln (Abbildung 5.19). Die Variationen von Bewölkung und Niederschlag wirken sich am dritten Tag auch deutlich auf die Differenzen der fühlbaren und latenten Wärmeströme und auf T_s aus. Wolken- und Niederschlagsbildung setzen bei LUFO deutlich früher als bei den übrigen Szenarien ein (vgl. Abbildung 5.20).

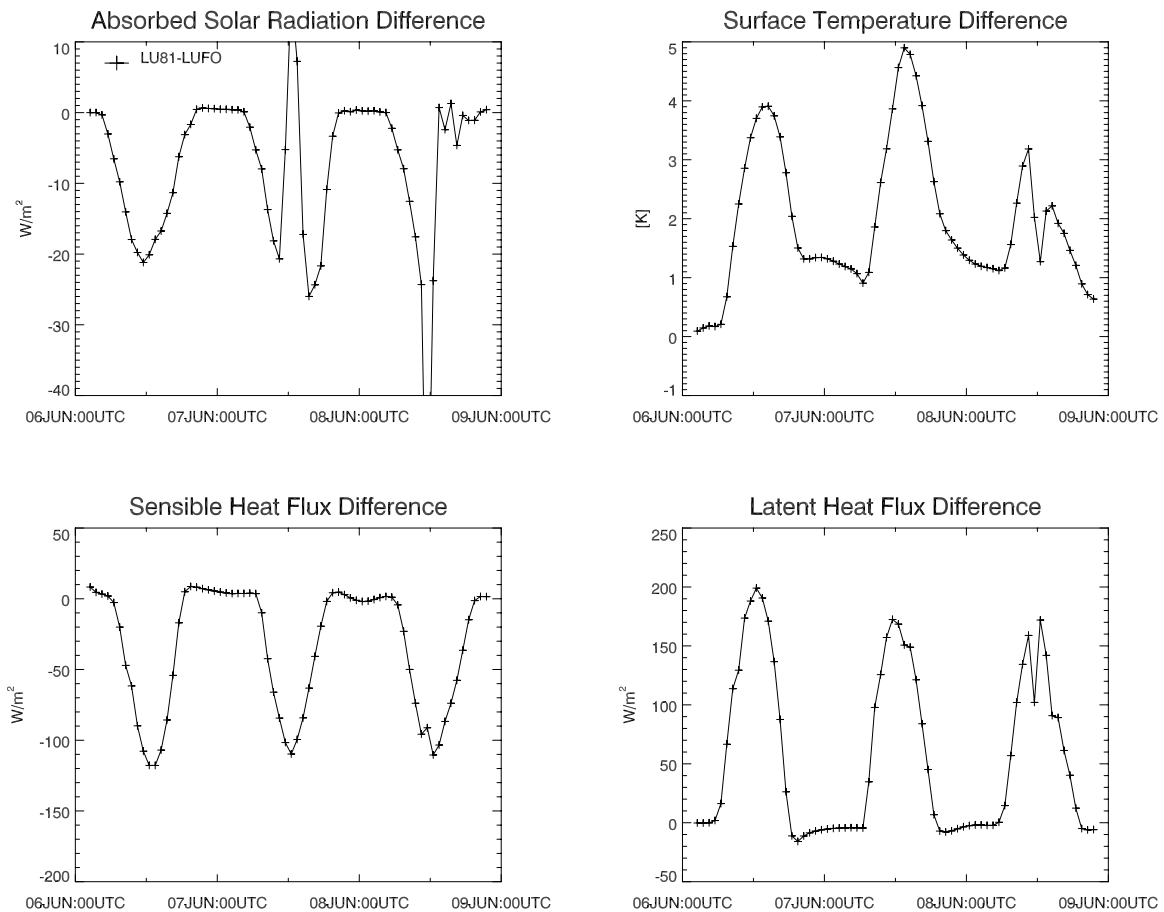


Abbildung 5.18: Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981.

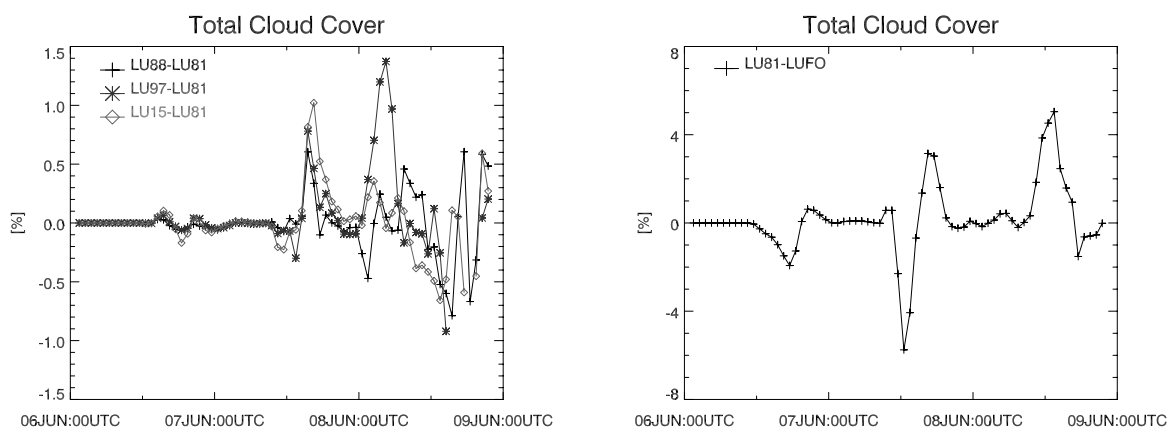


Abbildung 5.19: Differenzen (NRW-Mittel) des Wolkenbedeckungsgrades für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen (links) 1981 und 2015 (prognostiziert) und (rechts) zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981.

Insgesamt bestätigen die räumlich gemittelten Auswirkungen trotz der höheren Variabilität aber die Ergebnisse des ersten Simulationszeitraums. Stabilisierend wirkt sich dabei auch die Mittelung jedes Szenarios über drei Läufe mit leicht variierenden Startbedingungen aus. Abbildung 5.21 zeigt dazu die T_s -Abweichung der drei einzelnen Läufe für LU81 von deren

Mittel. Weiterhin ist die Differenz zum Mittel für LU97 dargestellt. Demnach variieren am dritten Tag die drei Läufe des LU81-Szenarios sehr stark, die Mittelung führt aber zu ähnlichen Differenzen gegenüber dem gemittelten LU97 – Szenario wie an den Vortagen, ohne dass die Auswirkungen der räumlich und zeitlich unterschiedlichen Wolkenbildung völlig ausgeschaltet werden.

Das räumliche Muster der zeitlich gemittelten Differenzen der Oberflächentemperaturen zwischen LU81 und LU97 bzw. zwischen LU81 und LUFO (Abbildung 5.22) ist fast identisch mit den Ergebnissen der ersten Fallstudie (Abbildung 5.9). Allerdings ergeben sich über die unterschiedliche Bewölkungs- und Niederschlagsentwicklung auch Änderungen außerhalb Nordrhein-Westfalens, obwohl hier die Landnutzung in allen Fällen gleich ist. Die Windrichtung dreht im Simulationszeitraum mit dem nach Osten ziehenden Hochdruckgebiet von Südwest nach Südost. Im Mittel ist die Hauptwindrichtung nach Norden gerichtet (Abbildung 5.24) und führt daher zu einer gegenüber dem ersten Fall veränderten advektiven Verlagerung der Temperatur- und Feuchteeffekte.

Auch die Unterschiede zwischen den 10 m - Windgeschwindigkeiten und der spezifischen Feuchte am Boden entsprechen den Ergebnissen des ersten Simulationszeitraums in Verlauf und Größenordnung. So wirken die Änderungsvektoren der Windgeschwindigkeit wiederum gegen die diesmal südliche Hauptwindrichtung und stehen in deutlichem Zusammenhang mit der veränderten Rauigkeitslänge. Wie in der ersten Fallstudie ist die simulierte Windrichtung bei der aktuellen Landnutzung gegenüber dem LUFO-Szenario nach rechts abgelenkt (Abbildung 5.24).

Der Verlauf des Wassergehaltes der unteren Bodenschicht ist ebenfalls ähnlich wie in der ersten Fallstudie (Abbildung 5.23). Demgegenüber liefern die Bodenfeuchtedifferenzen der obersten Schicht ein deutlich anderes Bild. Der von LU81 nach LU15 abnehmende Vegetationsgehalt führt diesmal nicht zu einer Zunahme der Bodenfeuchte der obersten Schicht; tendenziell wird die oberste Bodenschicht bei abnehmender Vegetationsbedeckung eher trockener. Ursache sind die im Gegensatz zur ersten Fallstudie höheren Wassergehalte der obersten Bodenschicht. Wird ein bestimmter Bodenfeuchtegehalt überschritten, ist der Verdunstungsfluss aus der obersten Bodenschicht in die Atmosphäre durch den Boden effektiver als über die Pflanzen ($E_b > T_l$; vergl. Anhang I). Die deutlichen Abnahmen der Bodenfeuchten gegenüber LU81 am dritten Simulationstag sind auf die höheren Niederschlagsmengen bei LU81 zurückzuführen.

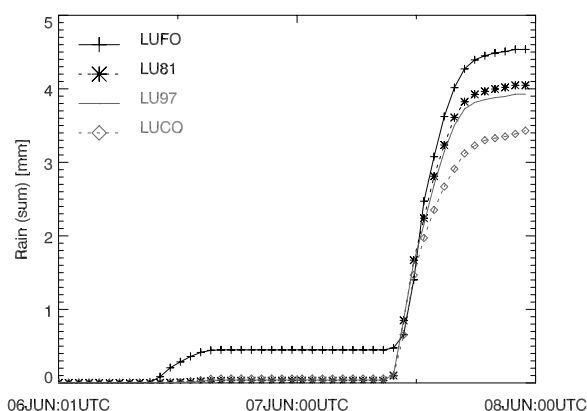


Abbildung 5.20: Niederschlagssummen der Szenarien LUFO, LU81, LU97 und LUCO

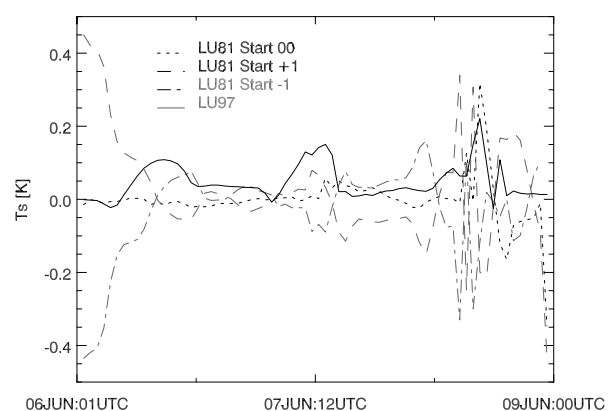


Abbildung 5.21: Differenzen der drei einzelnen Läufe für LU81 und des LU97 – Mittels zum LU81-Mittel

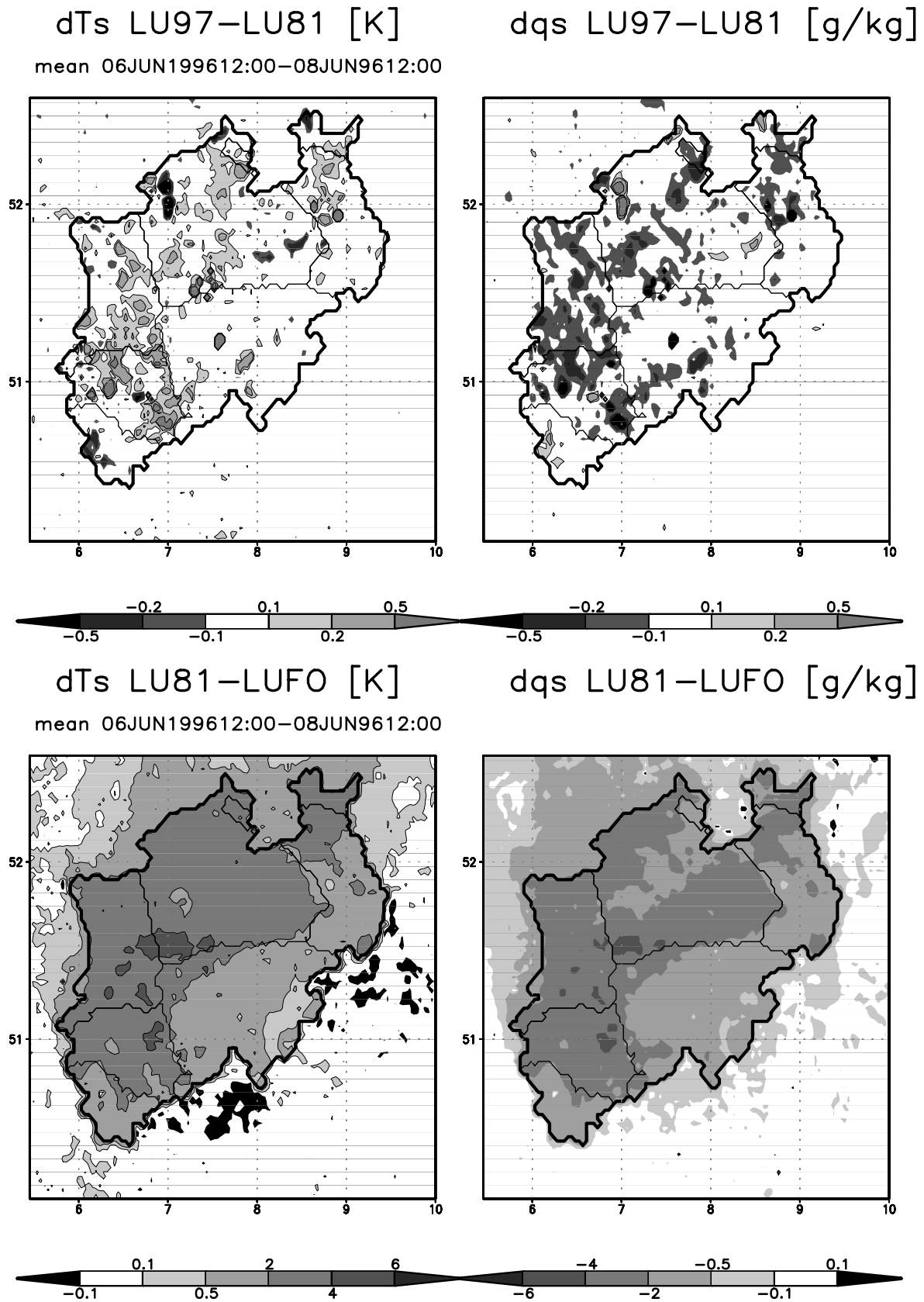


Abbildung 5.22: T_s - (links) und q_s - (rechts) Änderungen zwischen 1981 und 1997 (oben) bzw. zwischen vollständiger Waldbedeckung und 1981 (unten). Dargestellt ist das Mittel für den Zeitraum 6.6.1996 12:00 UTC – 8.6.1996 12:00 UTC. Zunahmen sind mit Kontourlinien umrandet.

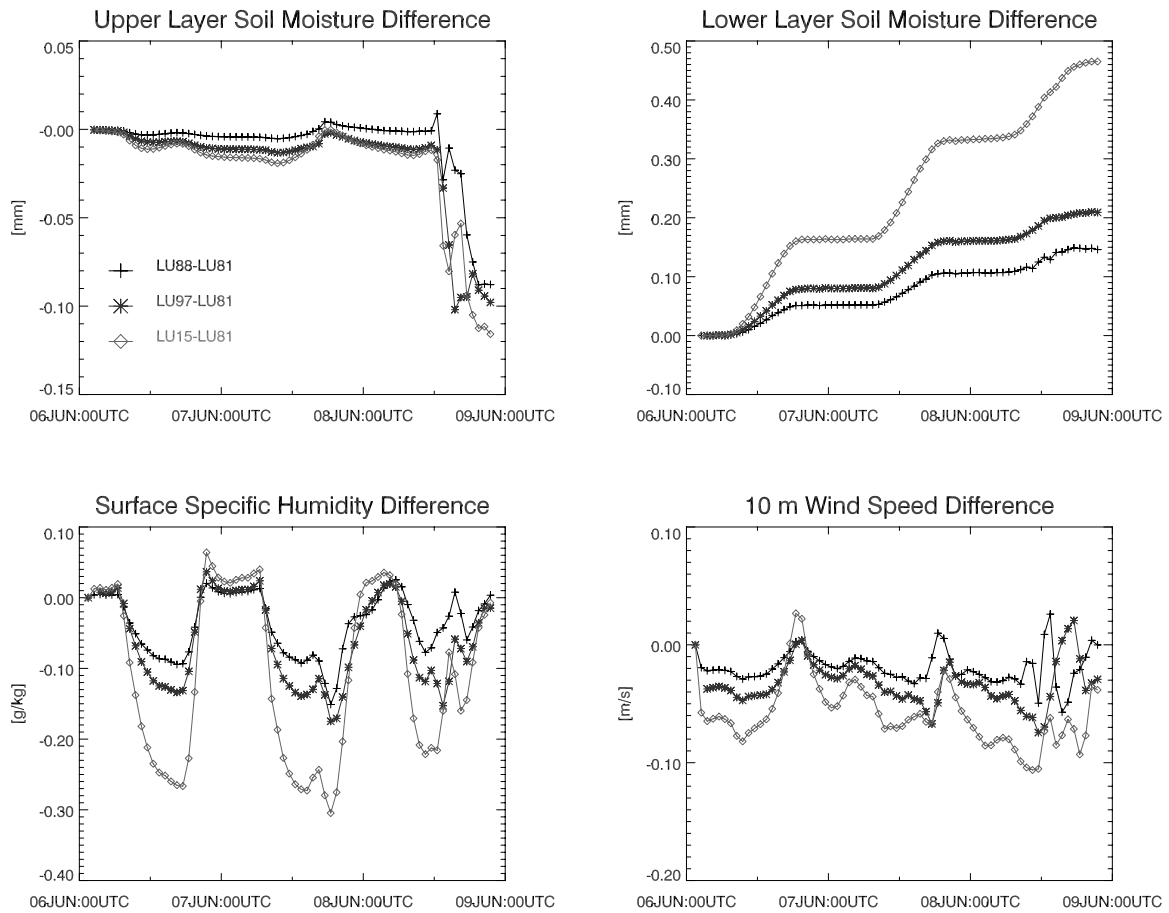


Abbildung 5.23: Differenzen der Wassergehalte der Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Modelllauf von 6. bis 8. Juni 1996 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert). Dargestellt sind jeweils die Differenzen zur Simulation mit der Landnutzung von 1981 (LU81).

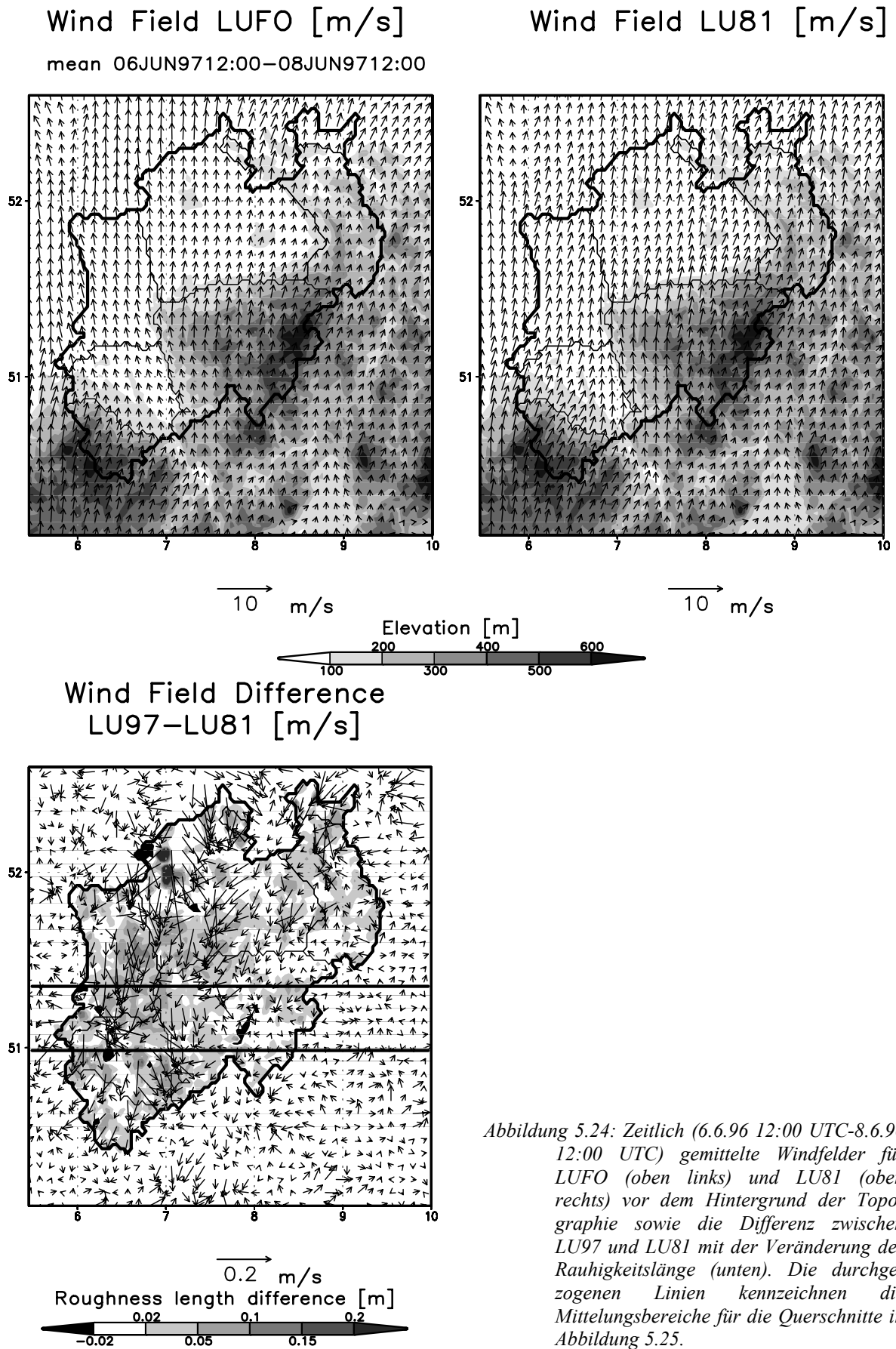


Abbildung 5.24: Zeitlich (6.6.96 12:00 UTC–8.6.96 12:00 UTC) gemittelte Windfelder für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) vor dem Hintergrund der Topographie sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 mit der Veränderung der Rauigkeitslänge (unten). Die durchgezogenen Linien kennzeichnen die Mittelungsbereiche für die Querschnitte in Abbildung 5.25.

Abbildung 5.25 zeigt das Profil der unteren Atmosphäre für die potenzielle Temperatur sowie für die zonalen und vertikalen Windgeschwindigkeiten am ersten Simulationstag um 12:00 UTC. Dargestellt sind die Ergebnisse für die Landnutzung von 1997 (oben) sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) bzw. zwischen LU81 und LUFO (unten). Auffallend sind zunächst die im Gegensatz zur ersten Fallstudie ostwärts gerichteten Winde und die sehr geringen zonalen Windgeschwindigkeiten unter 1000 m Höhe.

Die θ -Differenzmuster sind mit Erwärmungen unter 1000 m und leichten Abkühlungen in höheren Bereichen im Westen des Querschnitts den Ergebnissen der ersten Fallstudie sehr ähnlich. Die Differenzen der Windvektoren zwischen LUFO und LU81 zeigen die Veränderungen des Windfeldes infolge der geänderten mechanischen und thermischen Eigenschaften der Landoberfläche. Durch die im Bereich der Niederrheinischen Bucht verringerte Rauigkeitslänge werden die aus Südwesten vom Eifelnordrand kommenden Winde in Bodennähe beschleunigt und nach rechts (Osten) abgelenkt, so dass die Westwindkomponente am Boden deutlich zunimmt. Vor den Mittelgebirgsbereichen des Süderberglandes tritt verstärkte Konvektion auf und zwischen 900 und 1500 m kommt es zu Ausgleichsbewegungen. Demnach zeigen sich gerade in dieser Fallstudie deutliche Einflüsse der Landnutzungsänderungen zwischen LUFO und LU81 auf die regionalen Windverhältnisse.

Im Vergleich zu den einfachen Zusammenhängen zwischen den Veränderungen der Landnutzungsparameter und den modellierten Auswirkungen auf Temperatur, Feuchte und Wind sind die Wirkungen auf die Niederschlagsfelder wesentlich komplizierter. Abbildung 5.26 stellt oben rechts die Niederschlagssummen während des Simulationszeitraums für das vollständig bewaldete NRW (LUFO) und daneben für die Landnutzung von 1981 (LU81) dar. Deutlich wird die in beiden Szenarien recht unterschiedliche Menge und Verteilung des Niederschlags. Für LUFO generiert das Modell die meisten Niederschläge westlich des Süderberglandes. Trotz der höheren Vertikalwinde (vgl. Abbildung 5.25 unten) fällt in diesem Bereich für LU81 weniger Niederschlag – wahrscheinlich eine Folge der geringeren verfügbaren Feuchte. Demgegenüber übersteigen die LU81-Niederschlagsmengen im Bereich der Westfälischen Bucht die Werte für LUFO. Insgesamt sind die Niederschlagsmengen in NRW während der Vorhersage im Vergleich zur vollständigen Bewaldung um ca. 11 % geringer.

Die untere Abbildung zeigt die Unterschiede der Niederschlagssummen zwischen LU97 und LU81 und macht deutlich, dass die Niederschlagsverteilung bei dieser Fallstudie auf die geringen Veränderungen der Oberflächenparameter sehr sensibel reagiert. Die veränderten Niederschlagsfelder betreffen auch die Bereiche außerhalb Nordrhein-Westfalens, wo die Landnutzung konstant blieb.

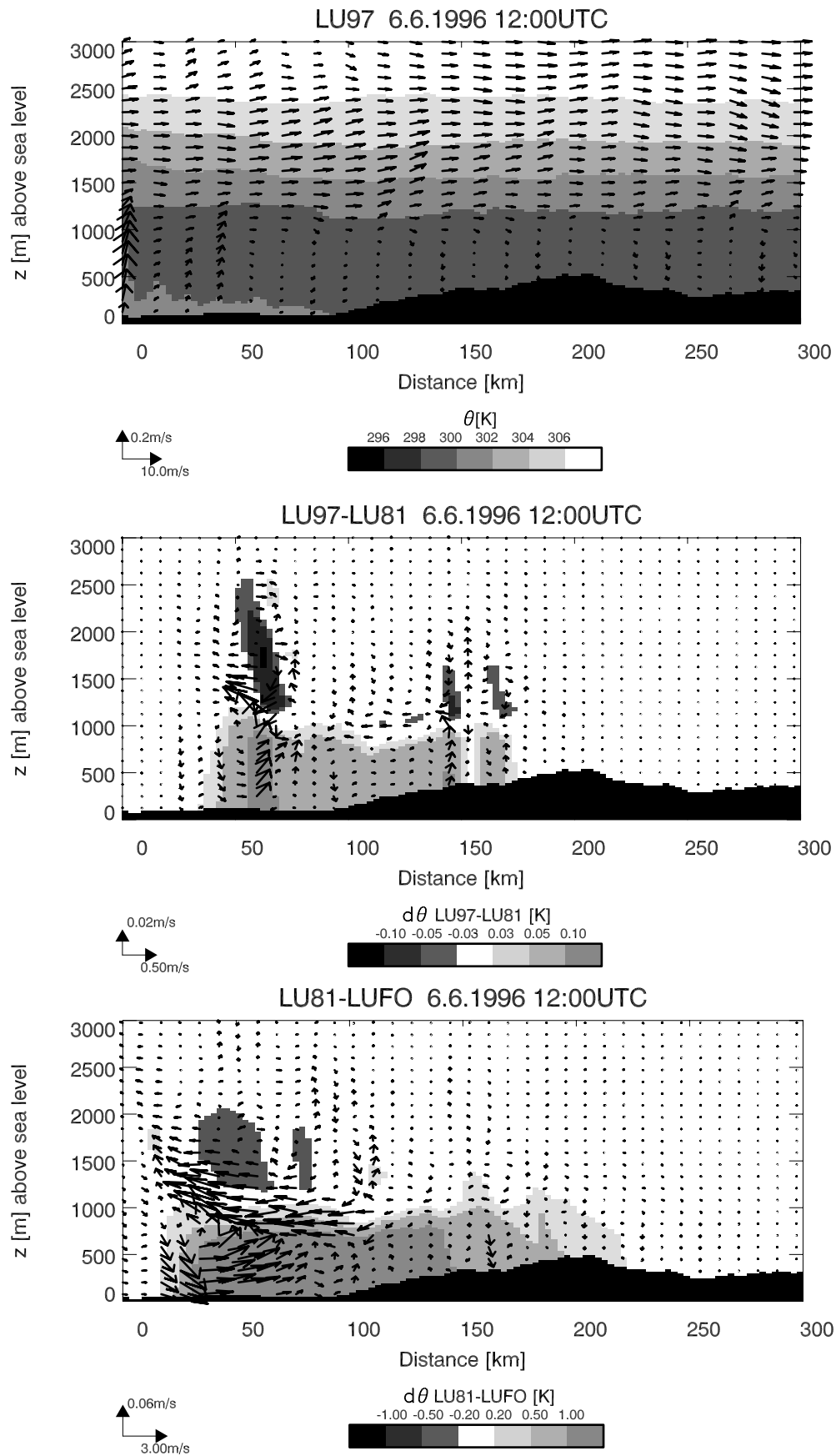


Abbildung 5.25: Querschnitt der potenziellen Temperatur θ sowie des zonalen und vertikalen Windes für LU97 (oben) am 6.6.1996 12:00 UTC sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) und zwischen LU81 und LUFO (unten). Die schwarzen Bereiche kennzeichnen die Topographie. Die Profile sind über den in Abbildung 5.24 gekennzeichneten Bereich gemittelt.

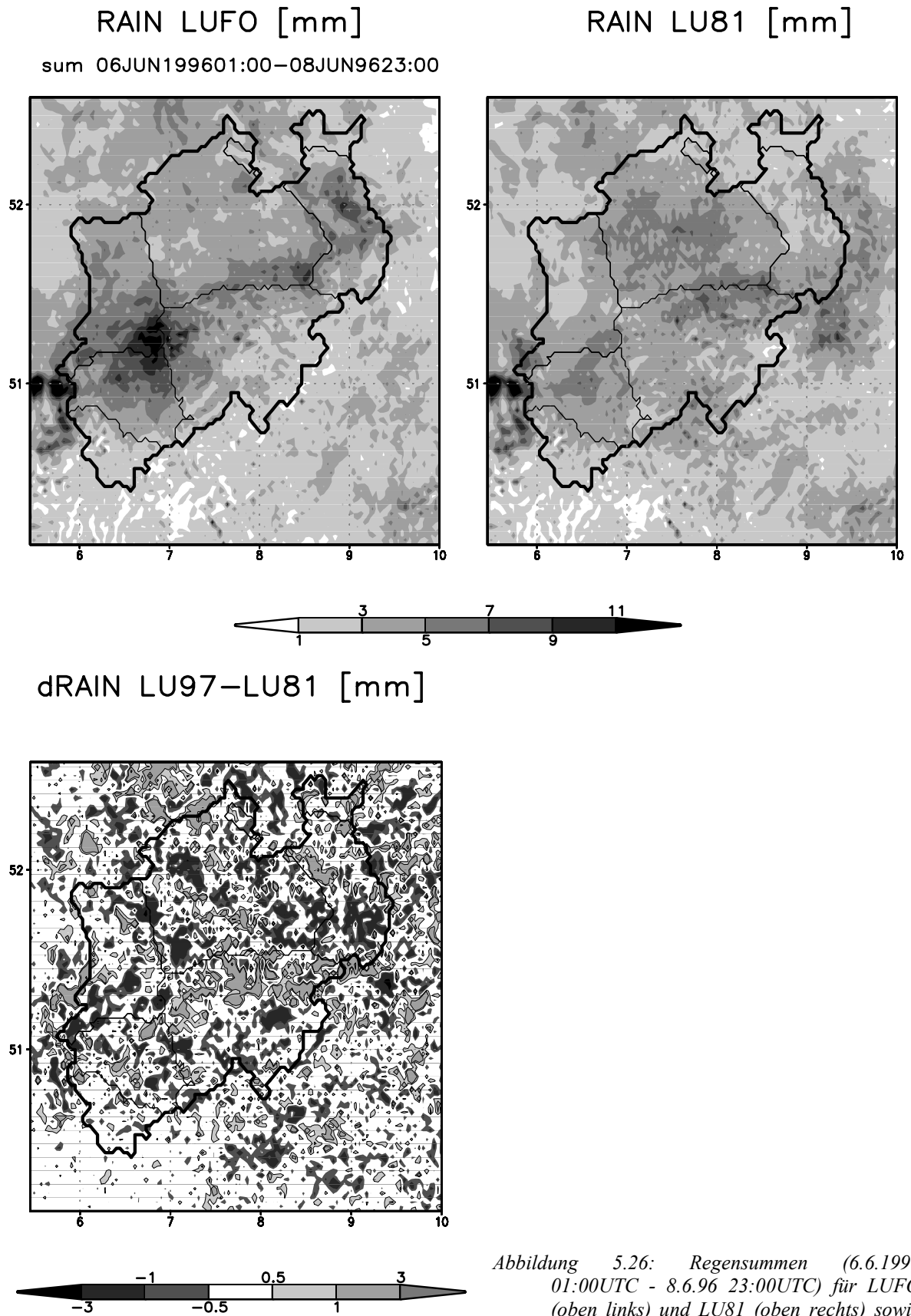


Abbildung 5.26: Regensummen (6.6.1996 01:00UTC - 8.6.96 23:00UTC) für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 (unten)

Tabelle 5.4: Räumlich (NRW) und zeitlich (6.6.1996 12:00 UTC – 8.6.1996 12:00 UTC) gemittelte Werte verschiedener Parameter für LU81 sowie die Differenzen zu LU88, LU15 und LUFO. Die Niederschlagswerte (P_r) sind Summen von 6.6.1996 01:00 UTC bis 8.6.1996 23:00 UTC

		LU81	LU88-LU81	LU97-LU81	LU15- LU81	LU81-LUFO	LUCO ¹⁾ -LU81
T_s	[K]	296.7	0.034	0.055	0.113	2.222	-0.763
T_{2m}	[K]	297.1	0.037	0.063	0.125	1.774	-0.691
T_{33m}	[K]	298.4	0.077	0.025	0.047	1.146	0.525
T_{1735m}	[K]	286.5	0.003	0.007	0.016	-0.203	-0.075
p_s	[Pa]	99863	-0.600	-0.500	-0.300	-22.800	18.400
q_s	[g/kg]	12.12	-0.048	-0.076	-0.132	-2.061	0.551
u_{10m}	[m/s]	0.52	-0.005	-0.011	-0.012	0.428	-0.168
v_{10m}	[m/s]	2.23	-0.020	-0.037	-0.057	0.539	0.348
η_1	[mm]	18.1	-0.099	-0.185	-0.203	-1.070	0.488
η_2	[mm]	167.3	-0.825	-1.510	-1.511	-1.253	3.278
clc	[%]	8.0	0.013	0.112	0.029	0.121	-0.213
P_r	[mm]	4.05	-0.102	-0.12	-0.123	-0.489	-0.660

¹⁾ LUCO: voreingestellte Landoberflächenparametrisierung

Die gemittelten bzw. summierten Ergebnisse des zweiten Simulationszeitraums sind in Tabelle 5.4 zusammengefasst. Der Kontrolllauf (LUCO) kennzeichnet diesmal die Simulation mit dem im Modell standardmäßig verwendeten Landoberflächenparametrisierung, die sich gegenüber LU81 durch höhere mittlere LAI- (5,1 gegenüber 3,8) und FVC- (82,5% gegenüber 78,4%) Werte, aber geringere Werte für z_0 (0,37 m gegenüber 0,40 m) und RD (0,589 gegenüber 0,594 m) auszeichnen. Der Vergleich zwischen LUCO einerseits und den Daten des Liegenschaftskatasters andererseits zeigt, dass die Auswirkungen der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 geringer als die mit der Wahl des Datensatzes zur Beschreibung der Landoberflächenparameter verbundenen Unsicherheiten sind.

Die mittleren Auswirkungen der Landnutzungsänderungen auf die Temperatur-, Feuchte- und Windparameter sind denen des ersten Simulationszeitraums sehr ähnlich und bestätigen damit die allgemeine Tendenz steigender Temperatur und abnehmender Windgeschwindigkeit, Luft- und Bodenfeuchte mit zunehmender Urbanisierung. Wie gezeigt werden diese einfachen Zusammenhänge aber am dritten Tag durch die nichtlinearen Auswirkungen auf die Wolken- und Niederschlagsfelder, die sehr empfindlich auf die Landnutzungsänderungen reagieren, überlagert.

5.3.3 Fallstudie 2.7.97 - 4.7.1997

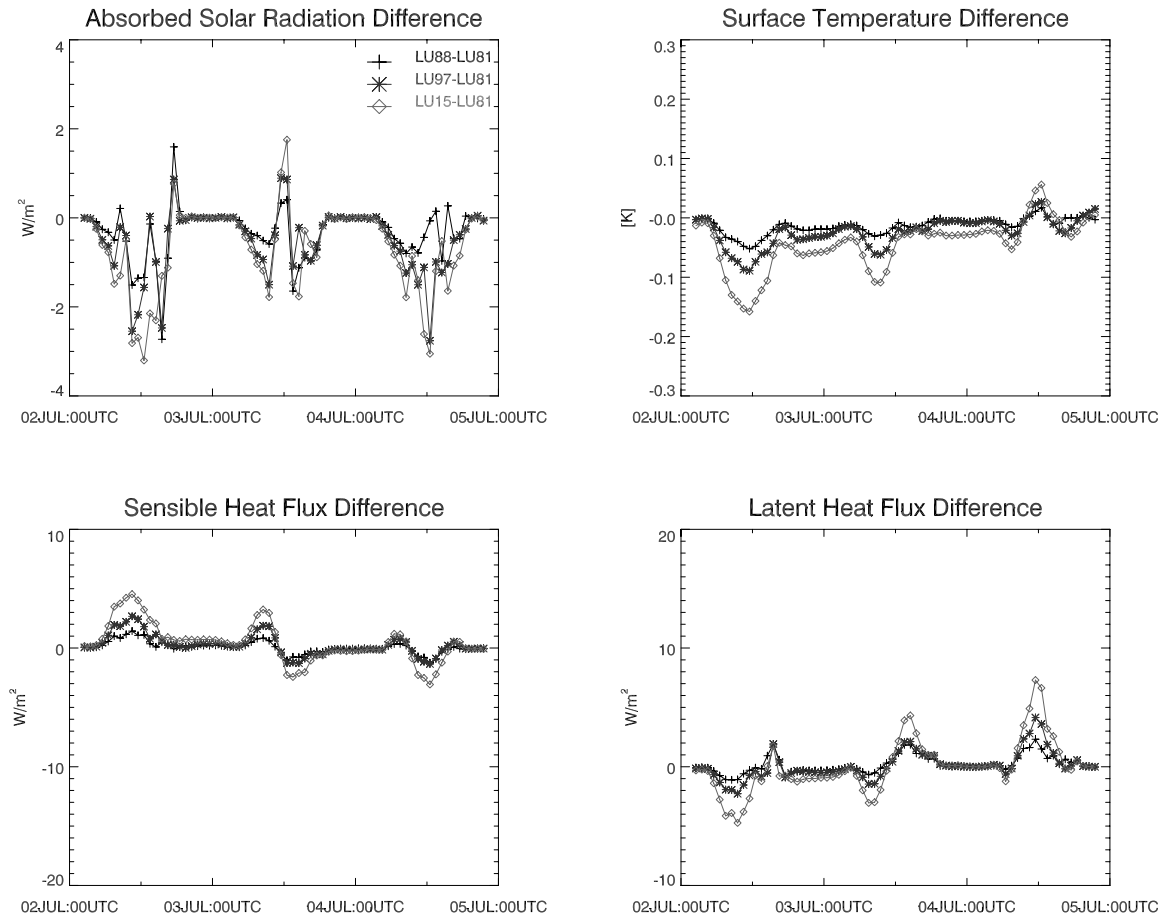


Abbildung 5.27: Differenzen im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert) für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997. Dargestellt sind jeweils die Differenzen zur Simulation mit der Landnutzung von 1981 (LU81).

Für den dritten Simulationszeitraum (2. - 4. Juli 1997) unterscheiden sich die Differenzen der Strahlungsbilanzterme und der Oberflächentemperatur (Abbildung 5.27) erheblich von den beiden vorherigen Fällen. Die Differenzen der absorbierten kurzwelligigen Einstrahlung fluktuieren im zeitlichen Verlauf wegen der unterschiedlichen Wolkenbildung und Niederschlagsverteilung zwar stärker, nehmen aber wie bei den vorherigen Fallstudien im Mittel mit Ausdehnung der Siedlungsbereiche zwischen 1981 und 2015 ab. Demgegenüber sind die Auswirkungen auf die turbulenten Wärmeflüsse sowie die Oberflächentemperatur im Vergleich zu den bisherigen Simulationen deutlich geringer. Während der ersten beiden Tage sind die Tendenzen mit abnehmenden sensiblen - und zunehmenden latenten Wärmeflüssen gegenüber LU81 sogar entgegengesetzt.

Im Vergleich mit LUFO zeigt das LU81 – Szenario zwar wie bei den vorherigen Fallstudien Rückgänge des latenten Wärmestroms sowie Zunahmen von T_s und fühlbarem Wärmestrom, die Beträge sind jedoch deutlich geringer (Abbildung 5.28). Eine Abnahme der Absorption kurzwelliger Strahlung durch die mit dem Waldrückgang zwischen LUFO und LU81 gestiegene Albedo ist in dieser Fallstudie nur während der zweiten Tageshälfte des 3. Juli erkennbar. Ursache ist die gegenüber LUFO zumeist etwas geringere Bewölkung des LU81 –

Szenarios (Abbildung 5.29). Damit ist die Einstrahlung an der Erdoberfläche bei LU81 stärker, was den Effekt der höheren Albedo der Erdoberfläche kompensiert.

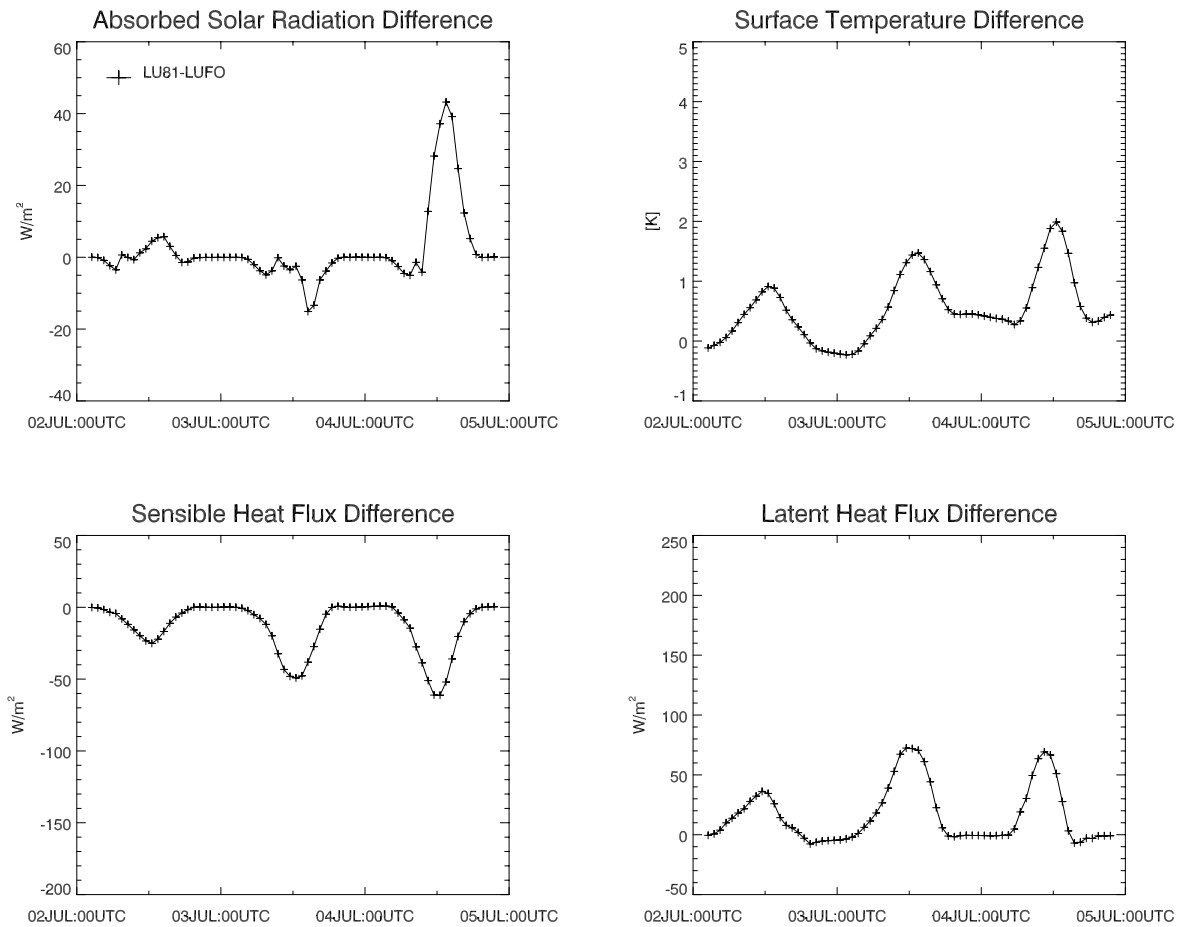


Abbildung 5.28: Differenzen (NRW-Mittel) im Strahlungshaushalt und der Oberflächentemperatur für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981.

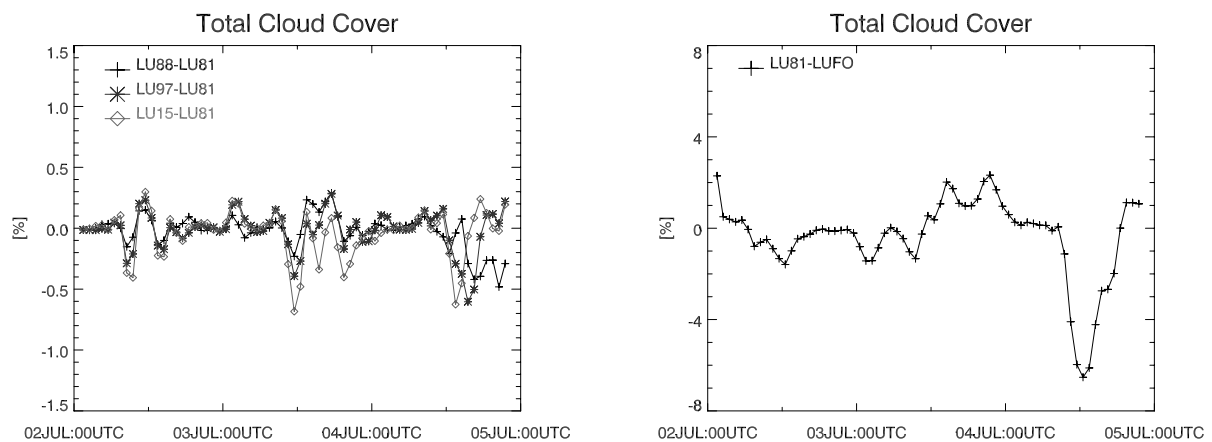


Abbildung 5.29: Differenzen (NRW-Mittel) des Wolkenbedeckungsgrades für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen (links) 1981 und 2015 (prognostiziert) und (rechts) zwischen der vollständigen Waldbedeckung und 1981.

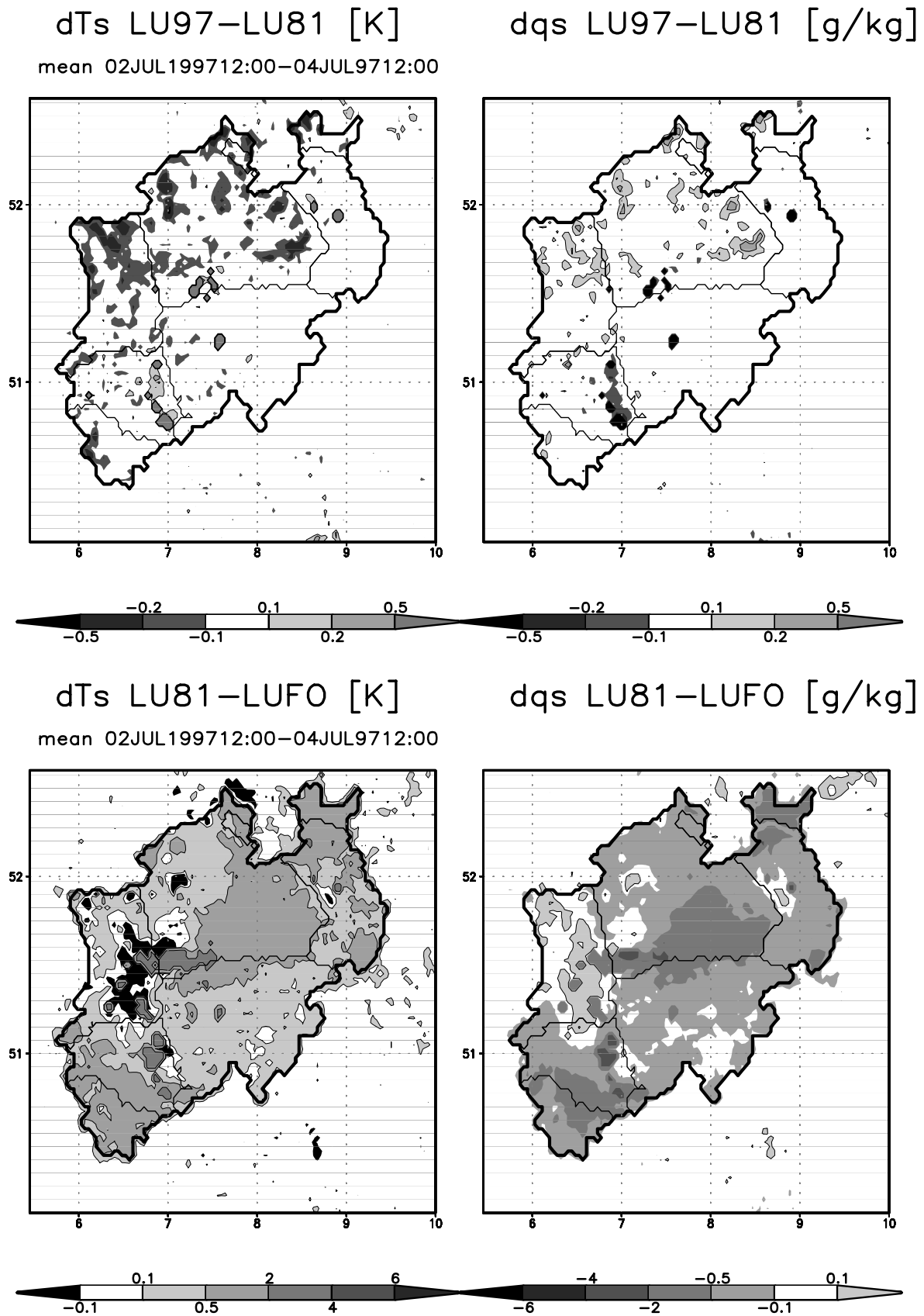


Abbildung 5.30: T_s - (links) und q_s - (rechts) Änderungen zwischen 1981 und 1997 (oben) bzw. zwischen vollständiger Waldbedeckung und 1981 (unten). Dargestellt ist das Mittel für den Zeitraum 2.7.1997 12:00 UTC – 4.7.1997 12:00 UTC. Zunahmen sind mit Kontourlinien umrandet.

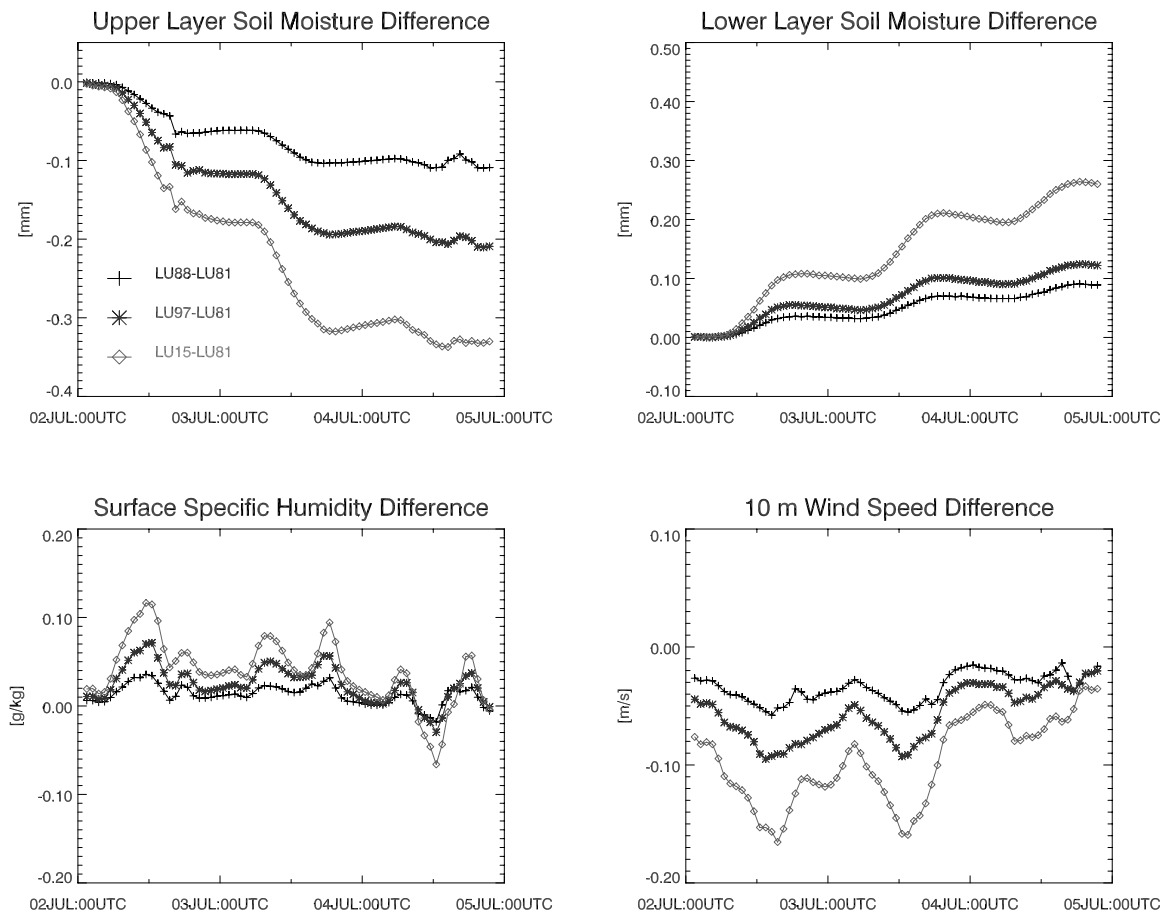


Abbildung 5.31: Differenzen der Wassergehalte der beiden Bodenschichten, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe für den Modelllauf von 2. bis 4. Juli 1997 aufgrund der Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 (prognostiziert). Dargestellt sind jeweils die Differenzen zur Simulation mit der Landnutzung von 1981 (LU81)

Die räumlichen Darstellungen der zeitlich gemittelten T_s -Differenzen zwischen LU97 und LU81 zeigen gegenüber den vorangegangenen Fallstudien praktisch die entgegengesetzten Verhältnisse mit Temperaturab- und Feuchtezunahmen bei zurückgehenden Vegetationsanteilen (Abbildung 5.30). Zunahmen von T_s ergeben sich dabei fast ausschließlich in den Bereichen, wo die Bodenart aufgrund der Überschreitung des Siedlungsschwellenwertes modifiziert wurde (vgl. Abbildung 5.3). Höhere Temperaturen gegenüber LUFO zeigen ebenfalls in erster Linie die Siedlungsbereiche, wo die Bodenarten verändert wurden. Die übrigen Bereiche zunehmender Temperatur korrelieren nicht direkt mit dem Ausmaß der Landnutzungsänderung. So finden sich deutliche Temperaturzunahmen über der Nordeifel, obwohl gerade hier noch heute ein hoher Prozentsatz an Waldbereichen vorhanden ist.

Wie die turbulenten Flüsse latenter und fühlbarer Wärme zeigt auch die spezifische Feuchte während der ersten beiden Tage gegenüber den beiden ersten Simulationszeiträumen eine entgegengesetzte Tendenz mit Zunahmen infolge der Landnutzungsänderungen (Abbildung 5.31). Die Ursache verdeutlichen die Kurven des Wassergehaltes der beiden oberen Bodenschichten. Die Feuchte der unteren Bodenschicht nimmt wie bei den vorangegangenen Fallstudien mit zunehmenden Siedlungsflächenanteilen zu, da die Transpirationsverluste gegenüber LU81 abnehmen. Demgegenüber verlaufen die Differenzen der Wassergehalte der oberen Bodenschicht entgegengesetzt. Wie für den Verlauf der Bodenfeuchtedifferenzen der Fallstudie vom 6.6.96 diskutiert, pumpt das Modell bei hohen Wassergehalten der oberen Bodenschicht Wasser effektiver direkt über den Boden in die Atmosphäre als über die

Pflanzen. Dies geschieht vor allem dann, wenn die Verdunstung der Pflanzen durch das Schließen der Stomata verringert wird. Die reduzierte Transpiration der Pflanzen zeigt sich auch in den Differenzen zwischen den Bodenfeuchten der unteren Schicht, die im Vergleich zu den beiden vorherigen Fallstudien deutlich geringer sind. Ursache ist die sehr dichte Bewölkung von bis zu 100 % (vgl. Abbildung 5.5).

Da hier - im Unterschied zur Simulation am 6.6.1996 - die mit abnehmendem Vegetationsanteil zunehmende Verdunstung aus der oberen Bodenschicht die entgegengesetzte Tendenz des unteren Bodenspeichers überwiegt, ergibt sich insgesamt die leichte Erhöhung der spezifischen Feuchte am Boden. Damit nehmen bei zurückgehendem Vegetationsgehalt die Oberflächentemperaturen und der fühlbare Wärmestrom ab wohingegen der latente Wärmestrom zunimmt.

Die Differenzen der Windfelder zeigen zwischen 1981 und 2015 mit zunehmenden Windgeschwindigkeiten das bereits bekannte Bild. Mit der Umwandlung von Wald- in Ackerflächen ist die Oberfläche heute im Vergleich zum LUFO – Szenario glatter. Die Windgeschwindigkeiten am Boden sind daher höher. Weiterhin zeigt sich wiederum die stärkere Ablenkung der Windrichtung nach rechts (Abbildung 5.32).

Abbildung 5.33 zeigt die Querschnitte durch die untere Troposphäre für 12:00 UTC des ersten Simulationstags. Die Differenzen der potenziellen Temperatur zwischen LU81 und LU97 zeigen kleinräumig wechselnde Abkühlungs- und Erwärmungsbereiche und damit ein wesentlich weniger einheitliches Bild als bei den vorangegangenen Simulationen. Die Differenzen oberhalb von ca. 1000 m sind auf unterschiedliche Wolkenbedeckung zurückzuführen. Die Änderungen zwischen LU81 und LUFO zeigen dagegen das bekannte Muster, allerdings sind die Unterschiede geringer als in den vorangegangenen Fällen.

Die Differenzen der Regensummen zwischen den Szenarien sind in Abbildung 5.34 dargestellt. Die oberen Abbildungen verdeutlichen den Einfluss des Reliefs auf die Niederschlagsverteilung von LUFO und LU81. Ansonsten fallen die deutlich zurückgehenden Niederschlagssummen in stark entwaldeten Bereichen (Niederrheinische Bucht, Niederrheinisches Tiefland) auf. Insgesamt ergibt sich für die aktuellen Landnutzungsszenarien eine gegenüber LUFO um ca. 13 % geringere Niederschlagsmenge.

Die Differenzmuster des Niederschlags zwischen LU81 und LU97 zeigen, wie im vorherigen Fall, keinen einfachen räumlichen Zusammenhang mit den lokalen Landnutzungsänderungen.

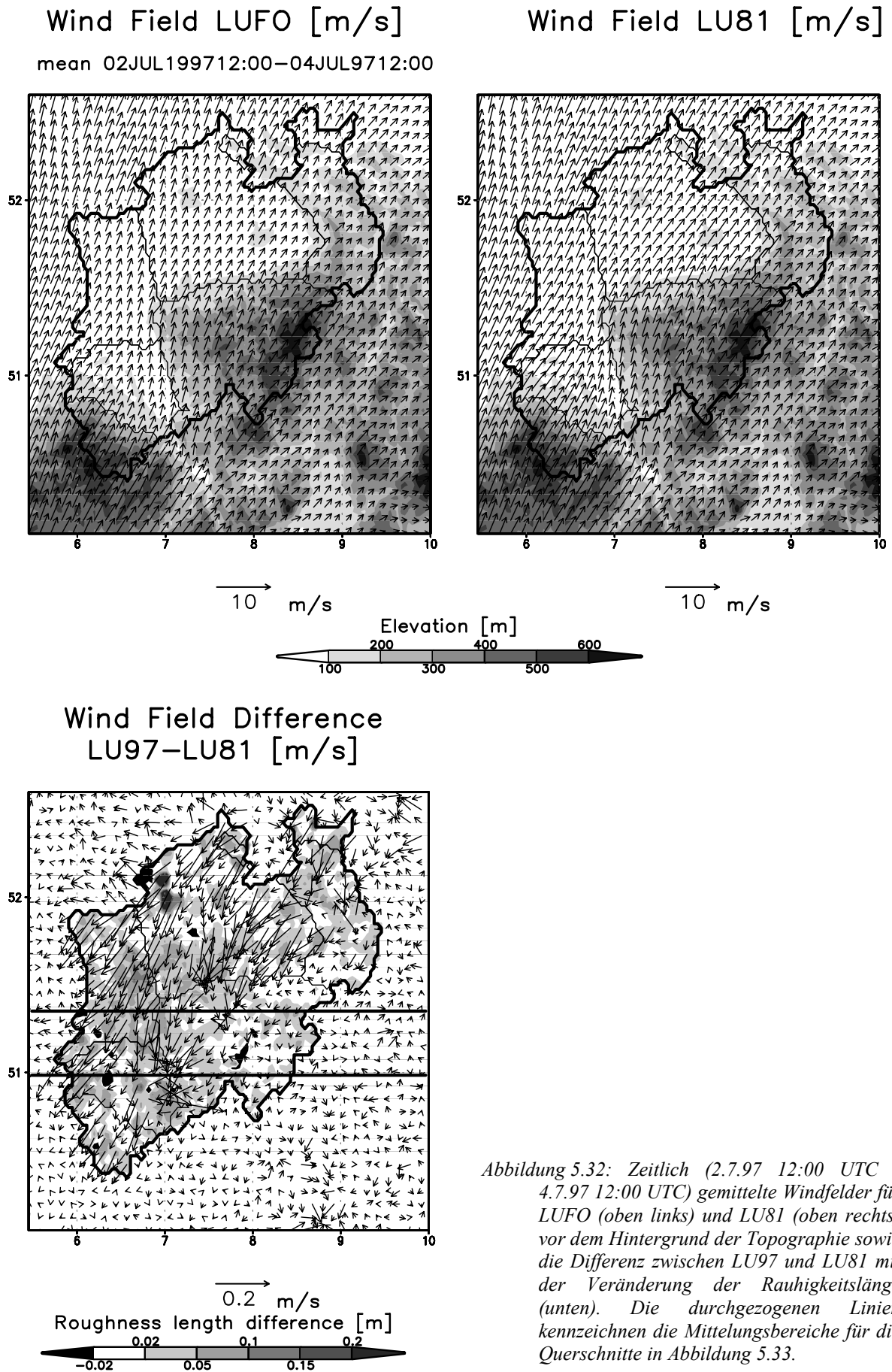


Abbildung 5.32: Zeitlich (2.7.97 12:00 UTC - 4.7.97 12:00 UTC) gemittelte Windfelder für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) vor dem Hintergrund der Topographie sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 mit der Veränderung der Rauheitslänge (unten). Die durchgezogenen Linien kennzeichnen die Mittelungsbereiche für die Querschnitte in Abbildung 5.33.

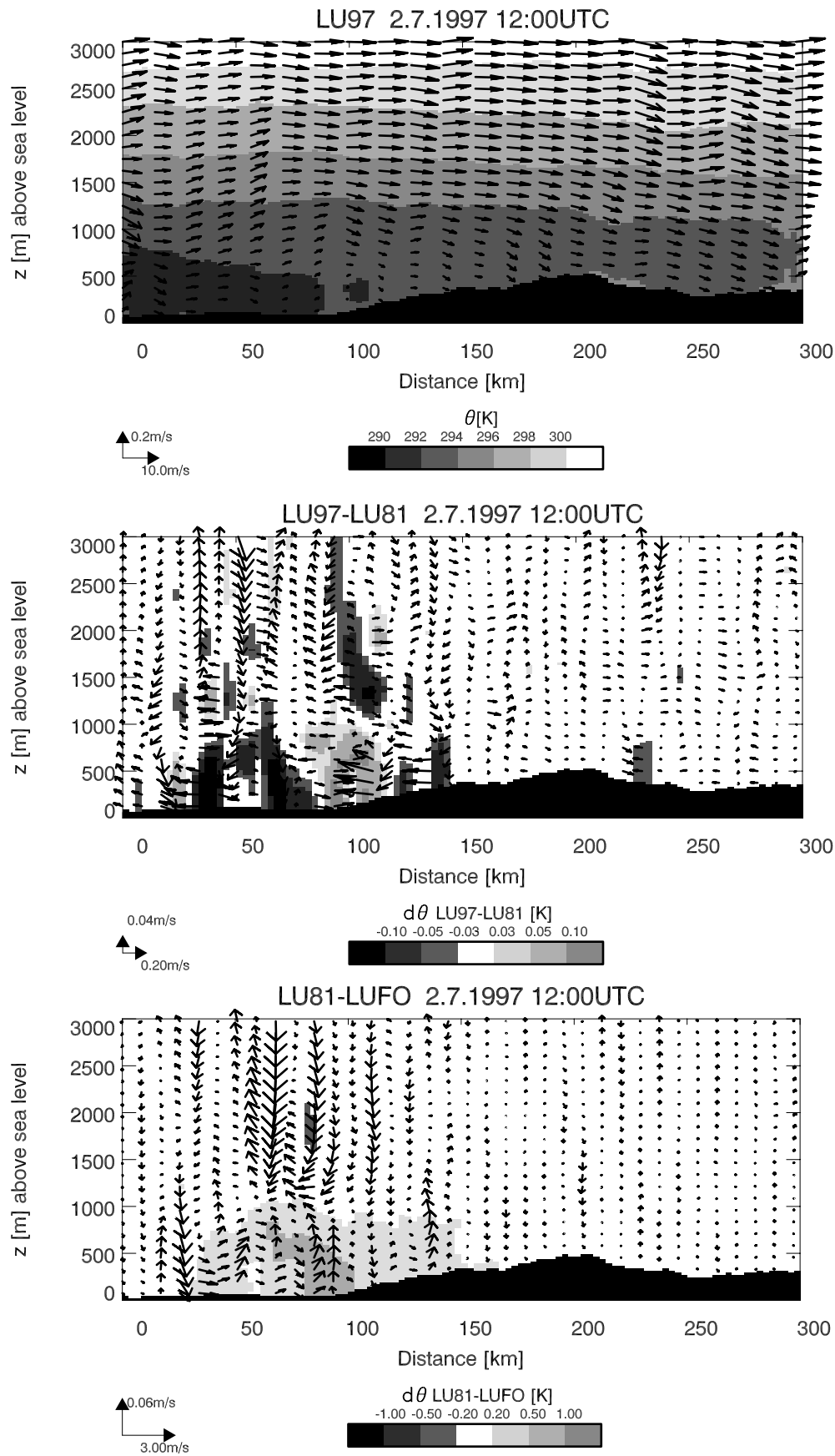


Abbildung 5.33: Querschnitt der potenziellen Temperatur θ sowie des zonalen und vertikalen Windes für LU97 (oben) am 2.7.1997 12:00 UTC sowie die Differenzen zwischen LU97 und LU81 (Mitte) und zwischen LU81 und LUFO (unten). Die schwarzen Bereiche kennzeichnen die Topographie, die Profile sind über den in Abbildung 5.32 gekennzeichneten Bereich gemittelt.

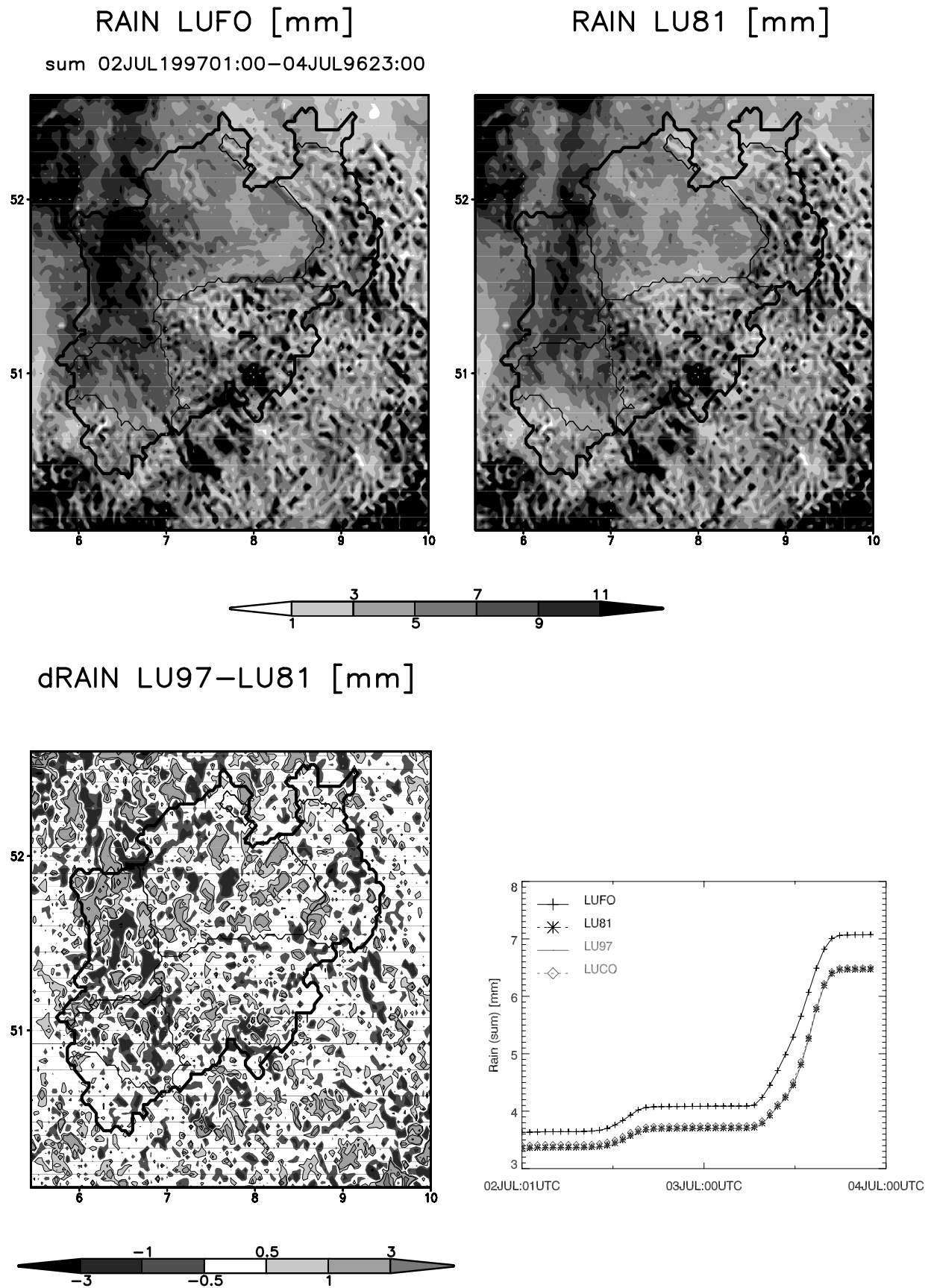


Abbildung 5.34: Regensummen (2.7.1997 01:00UTC - 4.7.97 23:00UTC) für LUFO (oben links) und LU81 (oben rechts) sowie die Differenz zwischen LU97 und LU81 (unten links) und der Verlauf für LUFO, LU81, LU97 und LUCO (unten rechts)

Eine Zusammenfassung der Simulationsergebnisse für die dritte Fallstudie enthält Tabelle 5.5. Demnach nehmen die Oberflächentemperaturen mit der Landnutzungsintensivierung zwischen 1981 und 2015 ab. Die T_s – Werte sind auch gegenüber dem Kontrolllauf, bei dem im Mittel von höheren Werten für FVC und LAI und geringerer räumlicher Varianz ausgegangen wird, geringer. Nur im Vergleich zu einer kompletten Bewaldung ergeben sich Zunahmen der Oberflächentemperatur mit zunehmender Intensivierung. Die Differenzen der 2 m - Temperatur sind im Gegensatz zu den Fallstudien der Kapitel 5.3.1 und 5.3.2 eine Größenordnung geringer als die der Oberflächentemperaturen. Druck- und Feuchteunterschiede am Boden verhalten sich wiederum entgegengesetzt zu den Differenzen von T_s . Die Unterschiede der Windgeschwindigkeiten stehen auch bei dieser Fallstudie direkt mit den Veränderungen der Rauheitslänge in Verbindung. Die Bodenfeuchte nimmt aufgrund der vorgenommenen Anpassung des Bodentyps in Abhängigkeit des Siedlungsflächenanteils mit zunehmender Urbansierung im Mittel ab. Die Niederschlagssumme ist für LUFO wie bei der zweiten Fallstudie höher als bei den Szenarien der Landnutzung zwischen 1981 und 2015. Die Änderungen zwischen LU81, LU88, LU97 und LU15 zeigen keine Abhängigkeit von der Tendenz der Vegetationsabnahme zwischen 1981 und 2015. Auffallend sind die sehr hohen Unterschiede im Vergleich zum Kontrolllauf. Die Auswirkungen auf Niederschlag und Bewölkung sind im Vergleich zu den übrigen Parametern weit mehr von den meteorologischen Randbedingungen abhängig und lassen sich in größerer Entfernung vom lokalen Ort der Landnutzungsänderung nachweisen.

Tabelle 5.5: Räumlich (NRW) und zeitlich (2.7.1997 12:00 UTC – 4.7.1997 12:00 UTC) gemittelte Werte verschiedener Parameter für LU81 sowie die Differenzen zu LU88, LU15 und LUFO. Die Niederschlagswerte(P_r) sind Summen von 2.7.1997 01:00 UTC – 4.7.1997 23:00 UTC

		LU 81	LU88-LU81	LU97-LU81	LU15- LU81	LU81-LUFO	LUCO ¹⁾ -LU81
T_s	[K]	289,3	-0,014	-0,024	-0,046	0,541	0,205
T_{2m}	[K]	289,2	-0,002	-0,002	-0,009	0,412	0,025
T_{33m}	[K]	289,1	-0,004	-0,004	-0,010	0,193	-0,691
T_{1735m}	[K]	277,3	-0,002	-0,002	-0,004	-0,003	0,044
p_s	[Pa]	99385	0,100	0,100	0,200	-5,400	-1,600
q_s	[g/kg]	9,38	0,005	0,011	0,024	-0,335	-0,030
u_{10m}	[m/s]	1,40	-0,020	-0,030	-0,055	0,407	0,342
v_{10m}	[m/s]	2,62	-0,029	-0,050	-0,083	0,514	0,298
$wb1$	[mm]	27,7	-0,215	-0,406	-0,518	-3,518	1,944
$wb2$	[mm]	171,7	-0,872	-1,603	-1,665	-1,581	3,981
clc	[%]	58,8	0,016	0,012	-0,041	-0,181	0,747
$rain$	[mm]	6,7	-0,002	-0,024	0,020	-0,967	-0,060

¹⁾ LUCO: voreingestellte Landoberflächenparametrisierung

5.3.4 Zusammenfassung der Modellergebnisse

Die Landnutzungsänderungen zwischen 1981 und 2015 verursachen nach den Ergebnissen der Fallstudien für die Zeiträume vom 6.6.96 – 8.6.96 und vom 11.8.97 – 13.8.97 an Tagen mit geringem Wolkeneinfluss in NRW Zunahmen der räumlich und über den Tag gemittelten Oberflächentemperaturen von 0,02 – 0,07 K pro 10 Jahre, je nachdem welches Zeitintervall als Berechnungsgrundlage gewählt wird (Tabelle 5.6). Im Mittel kann für entsprechende Wetterlagen von einer Zunahme von 0,04 K / 10 Jahre ausgegangen werden. Die Unterschiede der Maximaltemperaturen betragen ca. 0,09 K / 10 Jahre. Die Zunahmen der 2 m - Temperatur entsprechen bei hoher Sonneneinstrahlung und geringen Windgeschwindigkeiten praktisch denen der Oberflächentemperaturen. Ursache der modellierten Temperaturzunahmen ist die geringere Verdunstung mit zurückgehendem Vegetationsbedeckungsgrad und Blattflächenindex im Zuge der Siedlungsausweitungen.

Die zeitliche und räumliche Entwicklung von Niederschlag und Bewölkung wird bei den Simulationen bereits durch geringe Änderungen der Oberflächenparameter LAI, FVC, RD und z_0 deutlich beeinflusst. Im Landesmittel werden die Auswirkungen der Landnutzungsänderungen auf Oberflächentemperatur und spezifische Feuchte am Boden mit abnehmender Einstrahlung durch Bewölkung und mit zunehmender Bodenfeuchte in der oberen Bodenschicht geringer. Werden bei starker Bewölkung die Spaltöffnungen der Pflanzen geschlossen und ist die oberste Bodenschicht gleichzeitig sehr feucht, so überwiegt im Modell die Evaporation des Bodens die Transpiration der Pflanzen. In solchen Fällen kehren sich die für den wolkenfreien Fall beschriebenen Zusammenhänge mit den Landnutzungsänderungen um und man erhält Abnahmen der Oberflächentemperatur und Zunahmen der spezifischen Feuchte am Boden mit der Siedlungsausweitung zwischen 1981 und 2015. Die Größenordnung der Änderungen ist dann allerdings geringer als im wolkenfreien Fall. Demnach sind die initialen Bodenfeuchtwerte von großer Bedeutung für die Modellergebnisse. Von höheren Verdunstungsraten des blanken Bodens im Vergleich zu Ackerfrüchten während Feuchteperioden berichten auch Pan et al. (1999). Andererseits gehen beispielsweise Calvet et al. (1999) davon aus, dass die direkte Verdunstung aus dem Boden vernachlässigbar ist, wenn organische Streuschichten den Boden überdecken.

Die Simulationen mit den unterschiedlichen Landnutzungsszenarien starten jeweils mit den gleichen Randbedingungen (beispielsweise gleichen Bodenfeuchtwerten) und laufen nur über wenige Tage. Daher werden mögliche Rückkopplungseffekte, beispielsweise durch die Änderungen der Niederschlagsfelder, nicht erfasst. Gehen beispielsweise die Niederschlagsmengen zurück, so nehmen die Bodenwassergehalte und damit auch die Verdunstungsleistungen ab, was zu einem weiteren Anstieg der Oberflächentemperaturen führen könnte. Zwar zeigen die Modellergebnisse für den Landnutzungswandel zwischen 1981 und 2015 keine einheitliche Änderung der Regensummen. Allerdings ergeben sich bei den beiden Simulationszeiträumen mit Niederschlägen mit 11 % bzw. 13 % deutliche und jeweils in der Größenordnung ähnliche Rückgänge des Niederschlags im Vergleich zur vollständigen Waldbedeckung.

Als Grundlage für eine einfache Abschätzung der Größenordnung des Einflusses der Landnutzungsänderungen auf die Oberflächentemperatur soll hier davon ausgegangen werden, dass die für die ersten beiden Fallstudien simulierten Werte Maximaleffekte sind, die mit zunehmender Bewölkung linear abnehmen und bei vollständiger Bewölkung gegen Null gehen. Die 2 m - Lufttemperatur bestätigt diese Annahme mit den sehr geringen Differenzen für den dritten Simulationszeitraum. Die möglichen Rückkopplungen durch Prozesse, die auf einer längeren als der hier untersuchten Zeitskala weniger Tage ablaufen, bleiben dabei

unberücksichtigt. Bei einer mittleren Bewölkung von ca. 70 % in NRW (MURL 1989) erhält man dann im räumlichen Mittel:

$$\frac{dT}{dt} = 0.04K / 10Jahre \cdot 30\% = 0.012K / 10Jahre$$

Für die Maximaltemperaturen ergibt sich eine Zunahme von 0,027 K / 10 Jahre.

Die auf diese Weise abgeschätzte mittlere Temperaturzunahme stimmt gut mit dem von Jones et al. (1989) auf größeren räumlichen und zeitlichen Skalen mit ganz anderer Methodik ermittelten Wert einer durchschnittlichen Erwärmung der Nordhemisphäre durch Urbanisierung von 0.1 K / 80 Jahre (= 0,0125 K / 10 Jahre) überein.

Zum Vergleich: für Nordwestdeutschland sagt das *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) auf Grund des Treibhauseffektes Zunahmen der sommerlichen Oberflächentemperatur von 0,34 K (bei einer Spannweite von $\pm 0,32$ K) pro Jahrzehnt (IPCC 2001) voraus. Beobachtet wurde in Deutschland seit 1950 ein Temperaturanstieg von 0,08 K pro Jahrzehnt (UBA 2001). Damit liegen die modellierten Auswirkungen der Urbanisierung im Bereich von 15 % der beobachteten und von 3 % (bei einer Spannweite von 1,8 % bis 60 %) der prognostizierten Temperaturänderungen.

Tabelle 5.6: Hochrechnung der Zunahme der täglichen mittleren Oberflächentemperaturen pro 10 Jahre, basierend auf den Modellergebnissen. In Klammern sind die Zunahmen der Maximaltemperaturen angegeben.

	dT_s [K] / 10 years			
	1981-1988		1988-1997	1997-2015
11.8.97 12:00 UTC-13.8.97 12:00 UTC	0.07	(0.12)	0.02 (0.07)	0.05 (0.07)
11.8.97 06:00 UTC-11.8.97 18:00 UTC	0.08		0.03	0.05
12.8.97 06:00 UTC-12.8.97 18:00 UTC	0.09		0.03	0.05
13.8.97 06:00 UTC-13.8.97 18:00 UTC	0.09		0.02	0.05
6.6.96 12:00 UTC-8.6.96 12:00 UTC	0.05	(0.12)	0.02 (0.08)	0.03 (0.07)
6.6.96 06:00 UTC-6.6.96 18:00 UTC	0.09		0.01	0.04
7.6.96 06:00 UTC-7.6.96 18:00 UTC	0.06		0.03	0.05
8.6.96 06:00 UTC-8.6.96 18:00 UTC	0.06		0.04	0.02
2.7.97 12:00 UTC-4.7.97 12:00 UTC	-0.02	(0.02)	-0.02 (0.02)	-0.01 (0.02)
2.7.97 06:00 UTC-2.7.97 18:00 UTC	-0.04		-0.03	-0.03
3.7.97 06:00 UTC-3.7.97 18:00 UTC	-0.03		-0.02	-0.01
4.7.97 06:00 UTC-4.7.97 18:00 UTC	0.00		-0.01	0.00

Im Vergleich zu einer ursprünglichen, vollständig bewaldeten Landoberfläche sind die Oberflächentemperaturen 1997 bei Strahlungswetterlagen im Mittel um 2,3 K höher, die 2 m - Temperaturen haben um 1,8 K zugenommen. Im bewölkten Fall sind die Werte wesentlich niedriger aber immer noch erheblich (0,5 K bzw. 0,4 K).

Die modellierten Differenzen der Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe stehen in klarem Zusammenhang mit der Veränderung der Rauigkeit der Erdoberfläche. Durch die Entwaldung gegenüber LUFO nehmen die Windgeschwindigkeiten zu und mit der Zunahme der Rauigkeit durch die Bebauung ackerbaulich genutzter Flächen zwischen 1981 und 2015 wieder ab.

Die Verteilung des Niederschlags wird durch die leichte Veränderung der Landnutzung zwischen 1981 und 1997 deutlich beeinflusst, wobei die Änderungen aber keine direkten

räumlichen Zusammenhänge mit den lokalen Landnutzungsänderungen zeigen. Die hohe Sensitivität der Niederschlagsbildung im LM gegenüber den auf der Modellskala nicht genau bestimmbaren Landoberflächenparametern ist für die Genauigkeit der Niederschlagsvorhersage problematisch, insbesondere wenn die Ergebnisse für einzelne Pixel interpretiert werden.

Bei der Interpretation der Modellergebnisse ist zu berücksichtigen, dass die simulierten Effekte der Landnutzungsänderungen modellspezifisch sind. Beispielsweise zeigte der Vergleich zwischen einer älteren TERRA – Version mit einfacherer Transpirationparameterisierung und dem Karlsruher VEG3D – Modell, dass die turbulenten Wärmeflüsse bei TERRA deutlich geringer auf Änderungen der Oberflächenparameter reagieren (Grabe 2002). In Abhängigkeit des verwendeten SVAT – Modells entstehen damit auch stärkere oder schwächere Rückwirkung der Erdoberfläche auf die Atmosphäre.

6 Fernerkundung

Veränderungen von Landoberflächen werden in Zeitreihen von Fernerkundungssignalen durch zusätzliche Einflüsse überlagert. So wird das am Sensor aufgezeichnete Signal nicht nur von der Erdoberfläche und der Filterfunktion des Detektors, sondern auch vom jeweiligen atmosphärischen Zustand und den Winkelbeziehungen zwischen Sonne, Satellit und dem jeweiligen Punkt der Erdoberfläche bestimmt. Bevor aus den Satellitendaten also Rückschlüsse auf spektrale Eigenschaften der Erdoberfläche und deren Veränderungen gezogen werden können, müssen die Einwirkungen der Atmosphäre und der Winkelleffekte berücksichtigt werden. Im thermalen Bereich beeinflusst zudem die Emissivität den Zusammenhang zwischen Landnutzungs- und Temperaturänderungen.

Für den Zeitraum zwischen 1988 bis 1997 sind die Auswirkungen der Landnutzungsänderungen auf die Oberflächentemperatur nach den Modellsimulationen sehr klein. Im räumlichen Mittel ergeben sich an Strahlungstagen 0,02 – 0,04 K höhere Oberflächentemperaturen (Kapitel 5.3.4). Diese Werte liegen deutlich unterhalb der ‚rauschäquivalenten Temperaturdifferenz‘ des AVHRR von 0,12 K bei 300 K (DAAC 2001). Demnach ist davon auszugehen, dass nur in Bereichen besonders intensiver Landnutzungsänderungen entsprechende Signale erfasst werden können.

In diesem Kapitel sollen zunächst die an der FU Berlin vorgenommenen Datenaufbereitungen und Korrekturen der solaren und thermalen AVHRR-Kanäle dargestellt werden (Kap. 6.1). Daraufhin werden mit den verwendeten Vegetationsindizes Techniken zur Minimierung von atmosphärischen und geometrischen Einflüssen vorgestellt (6.2). Die verbleibenden Beeinträchtigungen und weitere Korrekturen werden in Kapitel 6.3 dargelegt und diskutiert. Die eigentliche Auswertung der Daten erfolgt in Kapitel 6.4 mit der Analyse des Zusammenhangs zwischen der Oberflächentemperatur, den Reflexionsgraden der Kanäle 1 und 2, den Vegetationsindizes und der in Kapitel 4 beschriebenen Landnutzungsverteilung bzw. dem daraus abgeleiteten Vegetationsbedeckungsgrad. In Kapitel 6.5 werden schließlich die Entwicklungen dieser Parameter zwischen 1989 und 2000 miteinander verglichen.

6.1 Datenvorverarbeitung an der FU Berlin

Die verwendeten AVHRR-Daten (Tabelle 3.2) wurden am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin empfangen und aufbereitet. Im folgenden werden die dabei durchgeführten Verarbeitungsschritte dargestellt, soweit sie zum Verständnis der verbleibenden Unsicherheiten notwendig sind. Eine genaue Beschreibung der AVHRR – Datenverarbeitung an der FU Berlin findet sich bei Koslowsky (1996).

6.1.1 Die solaren Kanäle

Die von den beiden Kanälen i des AVHRR im sichtbaren (0,58 - 0,68 μm) und nahinfraroten (0,725 - 1,1 μm) Bereich des elektromagnetischen Spektrums aufgezeichneten Signale werden mit Hilfe der Kalibrationskoeffizienten G_i in Strahldichten $L_{i,Sat}$ umgewandelt (Koslowsky 1996):

$$L_{i,Sat} = G_i (CO_i + CO_{i,0}) \quad (6-1)$$

CO_i ist der aufgezeichnete digitale Grauwert im 10 Bit Bereich und $CO_{i,0}$ der Grauwert des Weltalls. G_i wird auch als *slope* und $I_i = CO_{i,0} \cdot G_i$ als *intercept* bezeichnet.

Die im jeweiligen Kanal i aufgezeichnete Strahldichte $L_{i,Sat} [Wm^{-2} sr^{-1}]$ wird durch die Filterfunktion $F_i(\lambda)$ und die den Sensor erreichende Strahlung $L_{Sat} [Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}]$ bestimmt:

$$L_{i,Sat} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_i(\lambda) L_{Sat}(\lambda) d\lambda \quad (6-2)$$

λ_1 und λ_2 sind die obere und untere Begrenzung der Filterfunktion des Kanals.

Die technische Albedo $C_{i,tech}$ wird unter der Annahme isotroper Reflexion, im Zenit stehender Sonne und konstanter Entfernung Sonne-Erde (1 AE) folgendermaßen definiert:

$$C_{i,tech} = \frac{\pi L_{i,Sat}}{E_{0,i}(\lambda_i, \Delta\lambda)} \quad (6-3)$$

$E_{0,i}$ ist in dieser Gleichung die mit den Wellenlängenbereichen der Kanäle i gewichtete solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (*Top of Atmosphere*, TOA):

$$E_{0,i}(\lambda_i, \Delta\lambda) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_i(\lambda) E_{0,\lambda} d\lambda \quad (6-4)$$

Aus der technischen Albedo gewinnt man unter Berücksichtigung der Elliptizität der Erdbahn und dem jeweiligen Sonnenzenitwinkel (SUZ) den wellenlängen- und winkelabhängigen (spektral gerichteten) Reflexionsgrad C_i am Oberrand der Atmosphäre:

$$C_i = \frac{d^2 \pi L_{i,Sat}}{E_{0,i}(\lambda_i, \Delta\lambda) \cos SUZ} \quad (6-5)$$

d ist die aktuelle Entfernung zwischen Sonne und Erde in astronomischen Einheiten (Koslowsky 1996, Dech 1997).

Unglücklicherweise ergibt die Anwendung der vor dem Start der Satelliten ermittelten Kalibrationskoeffizienten G_i für die beiden kurzwelligen Kanäle schon bald nach Inbetriebnahme des AVHRR unrealistische Werte für die spektral gerichteten Reflexionsgrade. Grund dafür sind neben der langen Lagerung zwischen der Entwicklung des Instrumentes und dem Start des Satelliten vor allem Beschädigungen des optischen Systems durch Kontaminationen mit Raketenabgasen und Wasserdampfausgasungen der Detektoren, wobei auch Beeinflussungen der Filterfunktionen möglich sind (Vermote & Kaufman 1995). Die Sensordegradation ist für die verschiedenen AVHRR sehr unterschiedlich und kann nicht direkt gemessen werden, da für die Kanäle 1 und 2 keine Eichvorrichtungen während des operationellen Betriebs vorhanden sind. Aus diesen Gründen beschäftigen sich ein Reihe von Autoren mit der nachträglichen Eichung langjähriger Reihen an Hand von Zielgebieten, deren Reflexionseigenschaften als konstant angenommen werden (z.B. Kaufman & Holben 1993). Als dunkle Eichpunkte bietet sich der im Blickfeld des Sensors enthaltene Weltraum an, während als helle Kalibrationsgebiete häufig Wüstenbereiche oder Eisschilde verwendet werden. Trends in langjährigen Reihen der Reflexionsgrade über solchen ‚stabilen‘ Gebieten werden als Effekt der Sensordegradation interpretiert und entfernt.

Erschwert werden solche nachträglichen Eichungen durch die kontinuierliche Verspätung der Überflugzeit des Satelliten relativ zum lokalen Sonnenstand (ca. 40 Minuten pro Jahr bei NOAA 11). Damit sind Änderungen der Einstrahlungsbedingungen verbunden, die ebenfalls künstliche Trends verursachen können. Bei Eichungen an Testgebieten werden diese Trends implizit mit berücksichtigt. Daraus resultieren Fehler, wenn bei einer weiteren Atmosphärenkorrektur der unterschiedlich lange Weg durch die Atmosphäre ein zweites Mal berück-

sichtigt wird, oder wenn die Korrekturfaktoren auf Oberflächen mit anderen Reflexionseigenschaften übertragen werden.

Die Reflexionseigenschaften von Oberflächen können über deren Bidirektionale Reflexionsfunktion (BRDF) beschrieben werden, die vom jeweiligen Spektralbereich und den Zenit- (SUZ und SAZ) und Azimutwinkeln (SUA und SAA) zwischen Sonne, Satellit und Beobachtungspunkt abhängt (Thomas 1995, vgl. Abbildung 6.1):

$$BRDF(SUZ, SUA, SAZ, SAA, \lambda) = \frac{dL_{ref}(SUZ, SUA, SAZ, SAA, \lambda)}{L_{inc}(SUZ, SUA, \lambda) \cos SUZ d\Omega_{inc}} \quad (6-6)$$

Im Zähler ist dL_{ref} der Anteil der in die Richtung SAZ, SAA reflektierten Strahldichte bei Einstrahlung aus der Richtung SUZ, SUA. Der Nenner beschreibt die aus der Richtung SUZ, SUA einfallende spektrale Strahldichte, gewichtet mit dem Cosinus des Einfallswinkels $\cos SUZ$ der Einstrahlung im Raumwinkel $d\Omega_{inc}$:

$$d\Omega_{inc} = \sin SUZ \quad dSUZ \quad dSUA \quad (6-7)$$

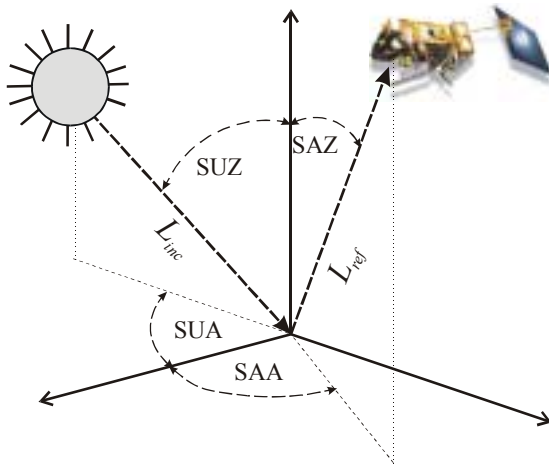


Abbildung 6.1: Beleuchtungs- und Sichtgeometrie von NOAA-AVHRR Messungen. SAA: Satellitenazimutwinkel, SAZ: Satellitenzenitwinkel, SUA: Sonnenazimutwinkel, SUZ: Sonnenzenitwinkel

Die vorliegenden Daten wurden an Testgebieten der algerischen Wüste geeicht (Koslowsky 1996). Dabei wurde zunächst der Gesamttrend als effektive Signaldegradation k_{eff} bestimmt. Unter Berücksichtigung der US-Standardatmosphäre wurden die Effekte der atmosphärischen Schwächung durch die unterschiedlichen Sonnenstandswinkel k_{atm} abgeleitet. Der Einfluss der Reflexionsgradvariation in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels k_{bdr} wurde über die Signalvariation im Jahresverlauf abgeschätzt, da die Zunahme des Sonnenzenitwinkels während der Testphase in etwa der Variation des Sonnenzenitwinkels im Jahresverlauf (30°) entspricht. Als tatsächliche Sensordegradation k_{sat} verbleibt dann:

$$k_{sat} = k_{eff} - k_{bdr} - k_{atm} \quad (6-8)$$

Die daraus abgeleiteten Korrekturfunktionen für die Kalibrationskoeffizienten zeigten gute Übereinstimmungen mit später von NOAA veröffentlichten Angaben (Koslowsky 1997).

6.1.2 Die thermalen Kanäle

Die Messungen der AVHRR Kanäle 3, 4 und 5 im mittleren und fernen Infrarot erfolgen über zwei Referenzquellen, einem als Schwarzkörper ausgelegten Teil des Gehäuses mit ca. 288 K und dem ‚kalten‘ Weltraum. Der Strahlungswert $N_{i,BB}$ des Schwarzkörpers wird mit vier Platin-Widerstandsthermometern gemessen. Für die Strahlung des Weltalls ($N_{i,0}$) werden ab NOAA 12 zur Korrektur der Nichtlinearität zwischen *Count* und spektraler Strahldichte Werte ungleich $0 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ vorgegeben (NOAA 2000, Cracknell 1997). Beide Referenzquellen werden beim Abtasten einer Bildzeile vom Detektor mit erfasst, so dass neben $N_{i,BB}$ und $N_{i,0}$ auch die entsprechenden digitalen Grauwerte $CO_{i,BB}$ und $CO_{i,0}$ zur Verfügung stehen. Die gemessenen Werte entlang der Abtastlinie werden über eine lineare Gleichung an Hand dieser Werte in Strahldichten umgewandelt (vgl. Gleichung 6-1), wobei der Kalibrationskoeffizient G_i folgendermaßen bestimmt ist:

$$G_i = \frac{N_{i,BB} - N_{i,0}}{CO_{i,BB} - CO_{i,0}} \quad (6-9)$$

Der *Intercept* I_i ist (Cracknell 1997):

$$I_i = N_{i,0} - G_i CO_{i,0} \quad (6-10)$$

Die aufgezeichneten Strahldichten werden über die invertierte Planckfunktion in äquivalente Strahlungstemperaturen umgewandelt. Praktisch erfolgt das über *Look-up Tables* für jeden Kanal, wo in Abhängigkeit der Filterfunktionen des jeweiligen Kanals und AVHRR-Instrumentes für alle 1024 möglichen Grauwerte die entsprechenden Schwarzkörpertemperaturen abgelegt sind. Bei den Satelliten bis NOAA 12 erfolgt die Korrektur für die Nichtlinearität zwischen *Count* und spektraler Strahldichte anschließend durch Korrekturbeträge zu den abgeleiteten Schwarzkörpertemperaturen, die ebenfalls tabellarisch vorgehalten werden.

6.1.3 Georeferenzierung

Bei der Georeferenzierung wird den einzelnen Bildelementen mit der Auflösung von 1 km ihre exakte geographische Position zugewiesen, was insbesondere für den quantitativen Vergleich verschiedener Messungen und für die Kompositbildung eine wichtige Voraussetzung darstellt. Der Prozess verläuft in zwei Stufen. Zunächst werden die von NOAA veröffentlichten und täglich aktualisierten Angaben zur Position der Satelliten verwendet, um die Umlaufbahn für einige Tage vorauszuberechnen. Die daraus ableitbaren Positionen der einzelnen Bildpunkte sind allerdings nicht genau genug, da die Lageschwankungen des Satelliten nur dann korrigiert werden, wenn die Abweichungen der Achsen $0,2^\circ$ übersteigen (Schwalb 1978). Dem entspricht in Nadirrichtung eine Fehlpositionierung von 3 km, bei einem Nadirwinkel von 50° von 10 km. Daher sind in einem weiteren Schritt interaktive Anpassungen durch Passpunkte (insbesondere Küstenlinien) erforderlich. Für die vorliegenden Daten wird eine Genauigkeit von 1,5 km in der Nähe der Subsatellitenbahn angegeben, die bei extremen Blickwinkeln aber bis zu 5 km betragen kann (Koslowsky 1996).

6.1.4 Kompositbildung

Ziel der *Maximum Value Composite* (MVC) - Technik ist die Reduzierung der Datenmenge und des Einflusses von Wolken, Wasserdampf und Aerosolen (Holben 1986). Dabei werden aus sämtlichen Überflügen während eines Kompositzeitraumes – typischerweise zehn Tage oder ein Monat – für jedes Pixel nur die Werte des Überflugs mit dem höchsten *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) berücksichtigt. Der NDVI (vgl. Kapitel 6.2) ist definiert durch:

$$NDVI = \frac{C_{S2} - C_{S1}}{C_{S2} + C_{S1}} \quad (6-11)$$

C_{S1} und C_{S2} sind die spektrale Albedo am Boden im sichtbaren Bereich bzw. im nahen Infrarot.

Da mit zunehmender Trübung der Atmosphäre die Differenz zwischen den Reflexionen im Nahen Infrarot und im sichtbaren Bereich reduziert wird, filtert das *Maximum Value* - Kriterium die klarsten Bedingungen aus den Umläufen im Kompositzeitraum.

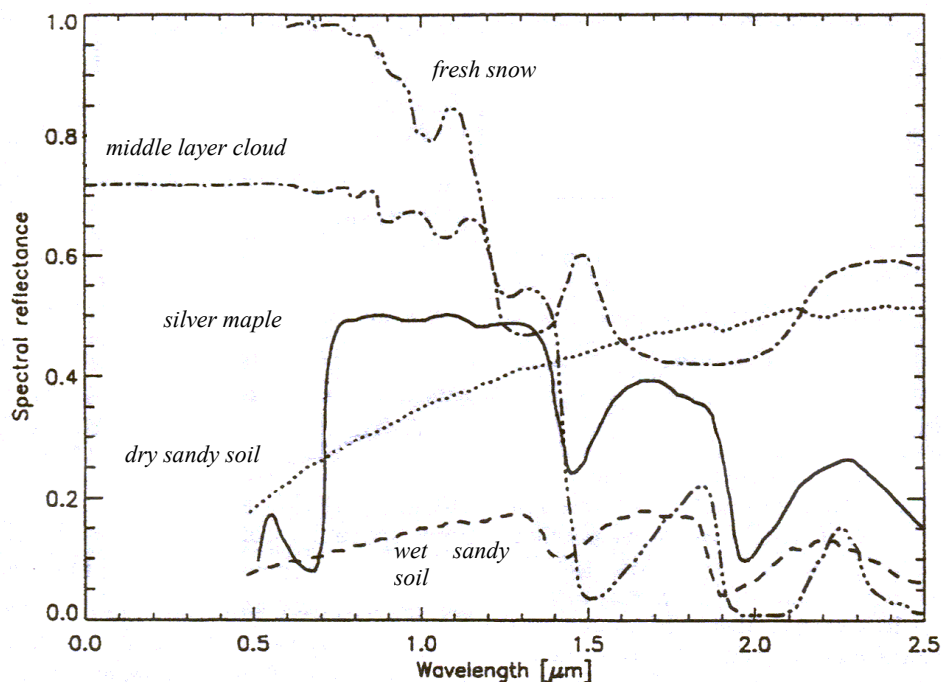


Abbildung 6.2: Spektrale Reflexionskurven von frischem Schnee (*fresh snow*), mittelhohen Wolken (*middle layer cloud*), Silberahorn (*silver maple*) und trockenem bzw. nassem Sandboden (*dry bzw. wet sandy soil*) (Verstraete & Pinty 1996)

6.2 Vegetationsindizes

Vegetationsindizes sind unterschiedliche Kombinationen der kurzwelligen Kanäle und nutzen das gegenüber anderen Landoberflächen einzigartige spektrale Verhalten der Pflanzen mit hohen Reflexionen im nahen Infrarot und hoher Absorption durch Chlorophyll im sichtbaren Bereich (Abbildung 6.2). Die Kanäle in diesen Spektralbereichen wurden in fast allen denkbaren Möglichkeiten zu Vegetationsindizes kombiniert und bilden die am häufigsten genutzten Ansätze zur Interpretation kurzwelliger AVHRR-Daten. Über 40 verschiedene Indizes wurden in der Literatur beschrieben (Übersichten finden sich z.B. in Vygodskaya et al. 1989, Goel & Qin 1994 und Bannari et al. 1995).

Besonders häufig verwendet wird der *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) (Gleichung 6-11). Für die Ableitung aus Satellitendaten ergibt sich:

$$NDVI = \frac{\gamma_2 C_2 - \gamma_1 C_1}{\gamma_2 C_2 + \gamma_1 C_1} \quad (6-12)$$

$\gamma_{1,2}$ sind hierbei Korrekturfunktionen für die Reflexionseigenschaften (vgl. Kapitel 6.3.4) und den atmosphärischen Einfluss (vgl. Kapitel 6.3.1). Neben der einfachen Ableitung hat der NDVI den Vorteil, dass durch die Quotientenbildung diejenigen Einflüsse entfallen, die in beiden Kanälen gleich sind. Geht man daher vereinfachend davon aus, dass sich Atmosphäreigenschaften und BRDF in beiden Kanälen gleich auswirken ($\gamma_1 = \gamma_2$), so ist der NDVI ausschließlich von den Reflexionseigenschaften am Boden abhängig und Gleichung 6-12 reduziert sich zu:

$$NDVI = \frac{C_2 - C_1}{C_2 + C_1} \quad (6-13)$$

Zahlreiche Studien befassen sich mit der Zuordnung des NDVI zu pflanzenspezifischen Parametern wie Biomasse (Tucker 1979), Vegetationsbedeckungsgrad und Blattflächenindex (Leprieur et al. 1994, Goel & Qin 1994, Carlson & Ripley 1997, Gutman & Ignatov 1998) oder photosynthetisch aktive Strahlung (Asrar et al. 1984). Weiterhin wurde der NDVI häufig zu ökologischen Variablen in Beziehung gesetzt, die entweder das Pflanzenwachstum steuern (wie z.B. der verfügbare Bodenwassergehalt (Kerr et al. 1989, Seguin et al. 1989)) oder stark von der Vegetation bestimmt werden (z.B. saisonale CO₂ Variation (Sellers et al. 1992) oder Evaporation (Cihlar et al. 1991)).

Nach Gutman & Ignatov (1998) ergibt sich zwischen NDVI und dem Modellparameter FVC der folgende Zusammenhang, wenn man die Fläche innerhalb eines Pixels vereinfachend als blanken Boden mit einzelnen Flecken dichter Vegetation auffasst:

$$FVC = \frac{NDVI - NDVI_{BS}}{NDVI_V - NDVI_{BS}} \quad (6-14)$$

$NDVI_{BS}$ ist der NDVI von vegetationslosem Boden und $NDVI_V$ derjenige für vollständige, dichte Vegetationsbedeckung. Führt man die Skalierung zwischen blankem Boden und dichter Vegetation allerdings für die Signale der Kanäle 1 und 2 durch und berechnet erst dann den NDVI, so ergibt sich ein nichtlinearer Zusammenhang zwischen FVC und NDVI (Choudhury et al. 1994, Gillies & Carlson 1995). Demnach sind die Reflexionsgrade der Kanäle 1 bzw. 2:

$$C_i = (1 - FVC)C_{i,BS} + (FVC)C_{i,V} \quad (6-15)$$

Bei angenommenen gleichen Reflexionsgraden des blanken Bodens in den Kanälen 1 und 2 ergibt sich daraus:

$$NDVI = \frac{C_{2,V} - C_{1,V}}{(C_{2,V} + C_{1,V}) + \left(\frac{1}{FVC} - 1 \right) (C_{2,BS} + C_{1,BS})} \quad (6-16)$$

Nach Gleichung 6-16 ist der Zusammenhang zwischen NDVI und FVC in erster Linie vom Reflexionsgrad des blanken Bodens abhängig. Bei schwarzem Boden ($C_{2,BS} = C_{1,BS} = 0$) ist der NDVI demnach vollständig unabhängig vom FVC und eine Vegetationsfläche von 10 % des Pixels würde das gleiche Signal wie ein vollständig von dem gleichen Vegetationstyp bedecktes Pixel verursachen (Blümel et al. 1988; vgl. auch Abbildung 6.4).

Gegenüber dem LAI ist der NDVI ein noch weniger eindeutiges Maß, insbesondere wenn der LAI einen Wert von ca. 2 übersteigt, der Vegetationsbedeckungsgrad innerhalb des Pixels stark variiert und die Blätter in erster Linie vertikal ausgerichtet sind. Insbesondere die Reflektivitäten des Kanals 1 hängen kaum mit dem LAI zusammen, da 90 % der vom Bestand reflektierten Strahlung von diesem nur einmal gestreut wurde (Pinty et al. 1993). Leprieur et al. (1994) gehen davon aus, dass beobachtete Korrelationen zwischen Vegetationsindizes und LAI von den Zusammenhängen zwischen beiden Parametern mit dem Vegetationsbedeckungsgrad herrühren.

Kritikpunkte am NDVI sind, neben den quantitativ nicht vollständig geklärten Zusammenhängen mit biophysikalischen Variablen, insbesondere die Beeinflussung durch die Atmosphäre und Bodeneigenschaften. So zeigen Pinty & Verstraete (1992), dass die TOA-NDVI Werte gegenüber dem NDVI am Boden bei geringer Vegetationsbedeckung selbst bei klarer Atmosphäre deutlich reduziert sind. Als Alternative wurde der *Global Environmental Monitoring Index* (GEMI) mit dem Ziel entwickelt, optimale Sensitivität gegenüber Vegetationseigenschaften bei geringer Empfindlichkeit gegenüber anderen Einflussgrößen wie insbesondere der Variationen der Bodenhelligkeit und des atmosphärischen Zustandes zu gewährleisten (Verstraete & Pinty 1996). Der Index hat die folgende Form:

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{C_1 - 0.125}{1 - C_1} \quad (6-17)$$

$$\eta = \frac{2(C_2^2 - C_1^2) + 1.5C_2 + 0.5C_1}{C_1 + C_2 + 0.5}$$

Abbildung 6.3 zeigt schematisch die Einflüsse der Störgrößen Molekularstreuung, atmosphärischer Wasserdampf und Bodenhelligkeit im spektralen Raum der Kanäle 1 und 2 für NDVI und GEMI. Indizes sind dann empfindlich gegen Störgrößen, wenn diese Verschiebungen senkrecht zu den Isolinien des Index bewirken und damit dessen Werte verändern. Im Gegensatz zum Kanal 1 wird der Kanal 2 des AVHRR stark durch Strahlungsabsorption von Wasserdampf beeinflusst (vgl. Abbildung 6.6). Variabilitäten des atmosphärischen Wasserdampfes verursachen im C_1 - C_2 -Koordinatensystem daher Verschiebungen parallel zur C_2 -Achse. Abbildung 6.3 zeigt, dass der GEMI im Vergleich zum NDVI in weiten Bereichen unsensibler gegen atmosphärischen Wasserdampf ist. Komplizierter ist der Einfluss von Molekular- und Aerosolstreuung. Aerosole und Moleküle streuen im sichtbaren Bereich stärker als im nahen Infrarot. Der Nettoeffekt hängt von der Helligkeit des Untergrundes ab: über dunklen Oberflächen kommt es zu einer Erhöhung, über hellen zu einer Reduzierung des Reflexionsgrades. Da die Isolinien des GEMI im Gegensatz zum NDVI nicht in einem Punkt zusammentreffen, ist auch die Empfindlichkeit gegenüber den Streuprozessen gerade bei dunklen Oberflächen geringer.

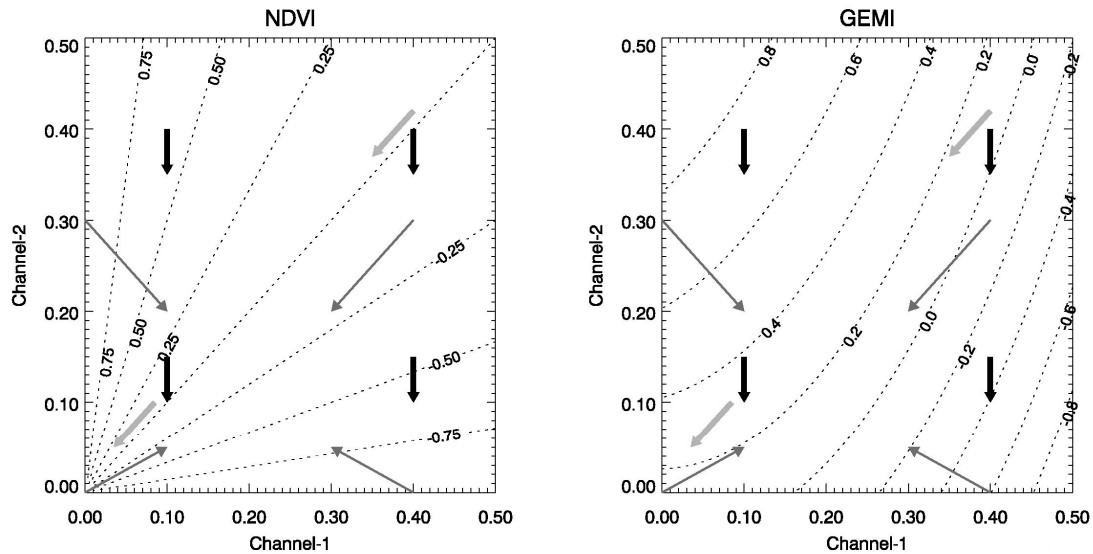


Abbildung 6.3: Schematische Darstellung der Auswirkungen von Störgrößen auf NDVI und GEMI. Zunahmen von atmosphärischem Wasserdampf (schwarze Pfeile) bewirken eine Reduktion der C_2 -Werte. Atmosphärische Streuung (dünne Pfeile) verschieben den Index zu einem Punkt $C_1=0.2/C_2=0.1$ (durchschnittlich trockene Atmosphäre, Sonnenzenitwinkel = 30°). Die hellgrauen Pfeile zeigen den Einfluss zunehmender Bodenfeuchte. Indizes sind unempfindlich gegen Störgrößen, wenn die Pfeile parallel zu den Isolinien verlaufen. Nach Verstraete & Pinty (1996).

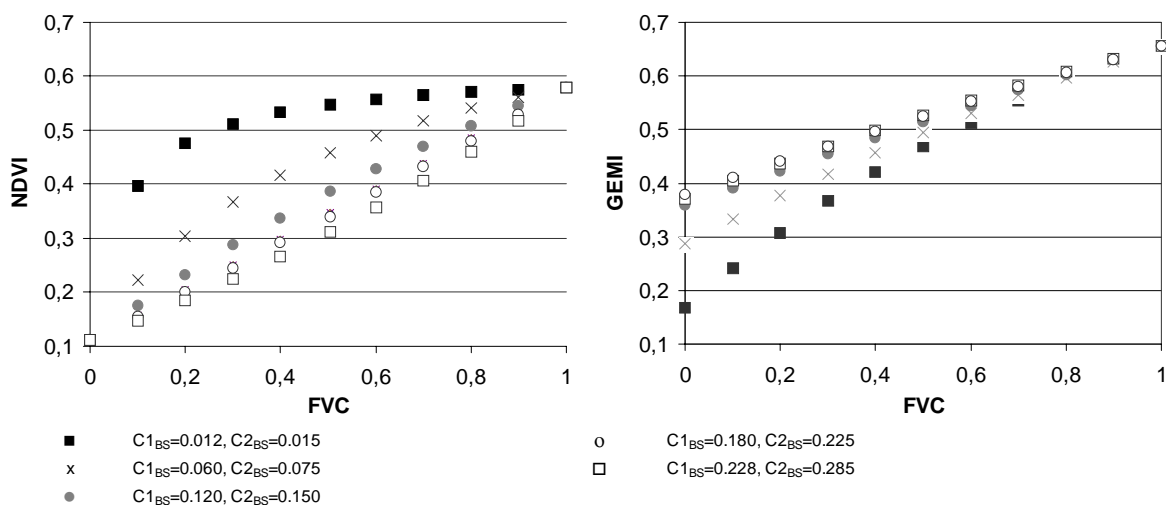


Abbildung 6.4: Verhältnis zwischen FVC und NDVI (links) sowie zwischen FVC und GEMI (rechts) für unterschiedliche Bodenreflexionen. Vorgegeben sind der FVC sowie $C1_V=0.08$ und $C2_V=0.3$ (berechnet nach Gleichung 6-15).

Böden reflektieren im sichtbaren Bereich und im nahen Infrarot ungefähr gleich stark (tatsächlich im letzteren etwas stärker als im ersteren) und liegen daher im spektralen Diagramm der Kanäle 1 und 2 etwas oberhalb der Hauptdiagonalen.

Nach Abbildung 6.3 wird der NDVI in erster Linie bei geringen Reflexionsgraden und der GEMI bei sehr geringen und extrem hohen Reflexionsgraden der Kanäle 1 und 2 durch Variationen der Bodenelligkeit beeinflusst. Abbildung 6.4 verdeutlicht den Einfluss der Reflexion des blanken Bodens auf beide Indizes in Abhängigkeit des Vegetationsbedeckungsgrades. Demnach reagiert der NDVI wesentlich empfindlicher auf Variationen der spektralen Bodeneigenschaften und selbst bei Vegetationsbedeckungsgraden von 80 % steigen die

Indexwerte deutlich mit abnehmender Bodenelligkeit. Da die Helligkeit eines bestimmten Bodens mit zunehmender Feuchtigkeit abnimmt, führen steigende Bodenfeuchtegehalte zu zunehmenden NDVI-Werten. Demgegenüber wird der GEMI insbesondere bei Vegetationsbedeckungsgraden über 60 % kaum von den Bodeneigenschaften beeinflusst. Bei geringerer Vegetationsbedeckung sind die Indexwert – im Gegensatz zum NDVI – bei dunkleren Böden niedriger.

6.3 Verbleibende Beeinträchtigungen und Korrekturen

6.3.1 Wolken

Gerade in Mitteleuropa stellt die Identifizierung und Beseitigung von Wolkenpixeln ein grundlegendes Problem für die Fernerkundung der Landoberfläche dar. So sind auch nach der MVC-Bildung häufig weite Bereiche Mitteleuropas wolkenbedeckt.

Alle Verfahren zur Wolkenerkennung basieren auf den spektralen und thermalen Unterschieden zwischen Wolken und Landoberflächen. Während die spektrale Albedo der schneefreien Landoberfläche mit zunehmender Wellenlänge bis zu einer Wellenlänge von ca. $1\text{ }\mu\text{m}$ zunimmt (Abbildung 6.2) und die Differenz zwischen Kanal 2 und Kanal 1 daher positiv ist, nehmen Wolkenreflexionen in diesem Bereich, mit Ausnahme eines Minimums zwischen $0,95\text{ }\mu\text{m}$ und $1,1\text{ }\mu\text{m}$ (Twomey & Cocks 1982) leicht ab. Weiterhin sind Wolken in den mittleren Breiten zumindest im Sommer in der Regel kälter als die Landoberfläche. Die generelle Schwierigkeit bei der Wolkenerkennung liegt in der Bestimmung von Schwellenwerten für die Unterscheidung zwischen Wolken und Landoberflächen, da die spektralen Unterschiede wegen der hohen regionalen und jahreszeitlichen Variabilität der Landoberflächen und dem Einfluss der Beobachtungsgeometrie nicht eindeutig sind. Insbesondere bei teilweiser Bewölkung, Wolkenschatten und dünnen Wolken über heterogenen Landoberflächen ist die Identifikation wolkenfreier Bereiche daher schwierig. Übliche Verfahren verwenden die Variationen eines Pixels im zeitlichen Verlauf (Chilar & Howarth 1994, Koslowsky 1996), Texturunterschiede benachbarter Gebiete (z.B. Gu et al. 1989) oder statistische Verfahren zur Auswertung der spektralen Verteilungen innerhalb des Bildes (Simmer et al. 1982, Phulpin et al. 1983, Sakellariou & Leighton 1988, Simpson & Gobat 1996). Meistens werden verschiedene Schwellenwerte definiert, die ein Pixel einhalten muss, um als wolkenfrei akzeptiert zu werden (Saunders & Kriebel 1988, Le Gléau et al. 1989, Le Gléau & Derrien 1995, Kerényi et al. 1995). Die Schwellenwerte sind entweder konstant, Funktionen von Satelliten- und Sonnenzenitwinkel oder werden aus numerischen Wettervorhersagen abgeleitet (Dybbroe et al. 1999).

Die in dieser Arbeit vorgenommene Wolkendetektion basiert auf der Vorgehensweise von Saunders & Kriebel (1988). Im ersten Test darf ein Schwellenwert der Strahlungstemperatur nicht unterschritten werden. Der Schwellenwert wird aus NDVI- C_4 - Streudiagrammen eines Bildausschnittes ermittelt, wo sich im günstigen Fall die Wolkenpixel als eigenes Cluster mit geringen NDVI- und Temperaturwerten abgrenzen. Der zweite Test berücksichtigt die höhere Reflexion von Wolken im sichtbaren Bereich. Die Schwellenwerte wurden empirisch ermittelt und in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels definiert (Tabelle 6.1).

Tabelle 6.1: Prozentualer Schwellenwert der Reflexion von C_1 in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels zur Abgrenzung von Wolken

SUZ [°]	<35	<45	<55	<65	>65
C_1 Schwellenwert [%]	15	16	18	22	30

Tabelle 6.2: Schwellenwert der Temperaturdifferenz von C_4 und C_5 zur Abgrenzung von Wolken in Abhängigkeit von Satellitenzenitwinkel und C_4 (Saunders & Kriebel 1988)

C_4 [K]	sec SAZ				
	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00
260	0,55	0,60	0,65	0,90	1,10
270	0,58	0,63	0,81	1,03	1,13
280	1,30	1,61	1,88	2,14	2,30
290	3,06	3,72	3,95	4,27	4,73
300	5,77	6,92	7,00	7,42	8,43
310	9,41	11,22	11,03	11,06	13,39

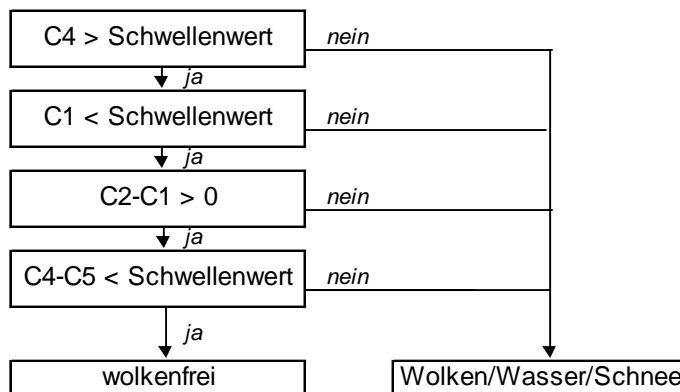


Abbildung 6.5: Tests zur Bestimmung bewölkter Pixel

Der dritte Test markiert Pixel als bewölkt, wenn die Reflexionsgrade im Kanal 2 kleiner als die des Kanals 1 ist. Ein vierter Test nutzt die Unterschiede der Signale der Kanäle 4 und 5 um semitransparente Cirruswolken über deren unterschiedliche Emissivitäten in beiden Wellenlängen zu identifizieren (Inoue 1985). Für wolkenfreie Pixel sind die Differenzen zumeist unter einem Kelvin, variieren aber in Abhängigkeit des Satellitenzenitwinkels und des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre. Daher werden unterschiedliche Schwellenwerte der Temperaturdifferenzen von Kanal 4 und 5 in Abhängigkeit von der Temperatur in Kanal 4 und dem Satellitenzenitwinkel (SAZ) angegeben (Tabelle 6.2). Abbildung 6.5 fasst das Verfahren zur Identifizierung von unbewölkten Pixels über Land zusammen.

6.3.2 Einfluss der Atmosphäre - solare Kanäle

Die Atmosphäre beeinflusst die Signale der solaren Kanäle durch die Absorption eines Teils der einfallenden und der reflektierten Strahlung sowie durch Streuprozesse. Wichtige Einflussgrößen sind dabei die Aerosol- und Rayleighstreuung sowie die optische Dicke der Atmosphäre, die in erster Linie von den Ozon-, Wasserdampf- und Aerosolgehalten der Atmosphäre abhängt.

Die Rayleighstreuung ist bei einer bestimmten Wellenlänge vom Gehalt atmosphärischer Moleküle abhängig und kann daher über den Bodendruck (Faizun & Dedieu 1993) oder Aufnahmen über Ozeanen, wo die molekulare Streuung bei klarer Atmosphäre 70 - 80% des Signals im sichtbaren Bereich ausmacht (Kaufman & Holben 1993), abgeschätzt werden. Liegen höhendifferenzierte Angaben zu den Stoffgehalten sowie Druckangaben vor, können die optischen Dicken der strahlungsrelevanten Komponenten bestimmt und die atmosphärischen Effekte einschließlich der Winkelabhängigkeiten über Strahlungstransportmodelle

wie 6S (Vermote et al. 1997) oder LOWTRAN (Kneizys et al. 1996) korrigiert werden (vgl. auch Anhang II). Große Probleme bestehen dabei in der Bestimmung der zeitlich und räumlich sehr variablen Aerosolgehalte, dem wichtigsten Bestandteil der Atmosphärenkorrektur im sichtbaren Spektralbereich. Ansätze zur Korrektur für den Einfluss der Streuung durch Aerosole liegen in der Bestimmung dunkler Zielgebiete wie dichte Wälder oder Ozeane, da nach der Korrektur für Rayleighstreuung, Ozon- und Wasserdampfabsorption das verbleibende Signal im Kanal 1 ausschließlich auf Aerosolstreuung zurückzuführen sein sollte (El Saleous & Vermote 1994, El Saleous et al. 2000).

Abbildung 6.6 zeigt den unterschiedlichen Einfluss der atmosphärischen Faktoren in den spektralen Bereichen der kurzwelligen Kanäle. Während sich im Kanal 1 hauptsächlich Aerosolabsorption und -streuung sowie Rayleighstreuung und Ozonabsorption auswirken, werden die Signale des Kanals 2 in erster Linie durch Wasserdampfabsorption und Aerosoleffekte geschwächt. Im sichtbaren Spektralbereich dominieren insgesamt die Streuprozesse, die TOA-Reflexionsgrade sind daher meist höher als diejenigen am Boden. Demgegenüber wird im nahen Infrarot durch die Wasserdampf- und Aerosolabsorption das Signal durch den atmosphärischen Einfluss reduziert, ist also am Oberrand der Atmosphäre geringer als direkt über dem Bestand. Für den NDVI bedeutet das eine Reduzierung der Werte durch den atmosphärischen Einfluss (Deering et al. 1992, Privette et al. 1994). Umgekehrt bedeutet die Auswahl des maximalen NDVI während des Kompositzeitraums die Selektion des Signals der klarsten Atmosphäre, sofern keine Änderungen der Oberflächeneigenschaften erfolgten.

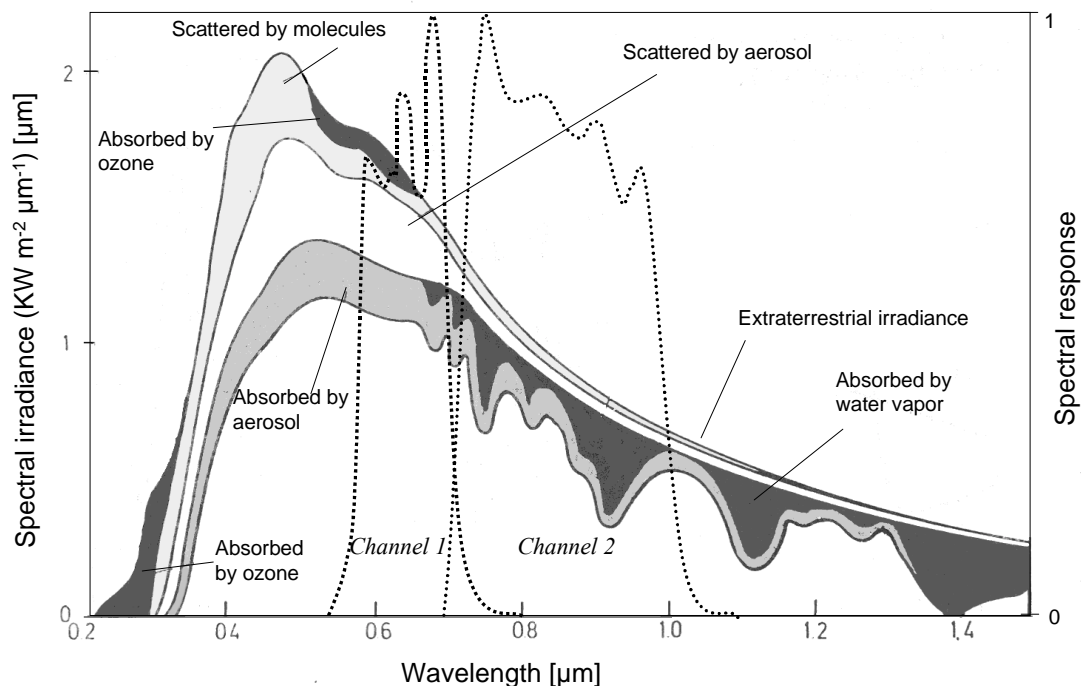


Abbildung 6.6: Atmosphärische Einflüsse im Spektralbereich der Kanäle 1 und 2 des AVHRR. Die gepunkteten Kurven kennzeichnen die Filterfunktionen (Bolle 1982).

Angeichts des erheblichen Aufwandes der Korrektur einer zwölfjährigen Reihe und der schwierigen Verfügbarkeit insbesondere von Aerosoldaten wurde im Rahmen dieser Studie auf eine explizite Atmosphärenkorrektur verzichtet, zumal für die zentrale Fragestellung dieser Studie die Erfassung von Trends wichtiger ist als die Ableitung möglichst exakter Werte der Oberflächenreflexion. Daher wird davon ausgegangen, dass mit der

Berücksichtigung von 10-Tages-Kompositen des maximalen NDVI eine ausreichende Filterung für geeignete atmosphärische Bedingungen stattfindet und mit der Kalkulation des GEMI eine Möglichkeit zur weiteren Verringerung des atmosphärischen Einflusses zur Verfügung steht.

Allerdings können Aerosoleinträge in globalem Maßstab durch vulkanische Ausbrüche (El Chichón 1982 und Pinatubo 1991) und deren allmähliche Abschwächung in den folgenden Jahren sowie gerichtete Veränderungen des atmosphärischen Wasserdampf- oder Ozongehalts scheinbare Trends der Reflexionsgrade bewirken. Mögliche atmosphärische Trends werden aber im Rahmen der Normierung auf einheitliche Sonnenzenitwinkel berücksichtigt (Kapitel 6.3.4.).

6.3.3 Einfluss von Atmosphäre und Emissivität - thermale Kanäle

Wie für die solaren Kanäle können auch die Aufzeichnungen der thermalen Bänder mit Strahlungstransportrechnungen korrigiert werden (z. B. Price 1983, vgl. Anhang II), vorausgesetzt, der Zustand der Atmosphäre ist sehr genau bekannt. Eine Alternative besteht in der Berücksichtigung der Differenzen der spektral eng beieinander liegenden Kanäle 4 und 5 (*Split-Window*-Methode), die proportional zur Strahlungsabschwächung durch die Wasserdampfabsorption in der Atmosphäre zunehmen.

Unter der Voraussetzung, dass die Absorption durch die Atmosphäre in erster Linie in den untersten Schichten erfolgt, wo die Schichttemperatur T_z nahe der mittleren atmosphärischen Strahlungstemperatur T_a liegt und sich T_s und T_a nicht sehr stark unterscheiden, kann die Planck-Funktion linearisiert werden. Geht man weiter von relativ geringer Strahlungsabsorption in der Atmosphäre aus, ist auch eine Linearisierung der Wasserdampfabsorption möglich (Becker & Li 1990, Sobrino et al. 1991, Andersen 1997), und man erhält eine Gleichung der generellen Form:

$$T_s = C_4 + A (C_4 - C_5) + B \quad (6-18)$$

A und B hängen vom Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und der Emissivität der Erdoberfläche ab (Sobrino et al. 1991). Während über dem Meer mit diesen Methoden Genauigkeiten von 0,3 K für die meisten atmosphärischen Zustände erreicht werden (Andersen 1997), ist die Anwendung über Land problematischer. Grund dafür ist der Einfluss der Emissivität, der über dem Meer gering ist und zeitlich, räumlich und spektral wenig variiert. Die Emissivität der Landoberfläche liegt demgegenüber typischerweise zwischen 0,9 und 1,0 und kann in Abhängigkeit der Bodenfeuchte, der Bodenrauigkeit oder der Vegetationsbedeckung auch innerhalb eines Pixels sehr stark schwanken. Zudem sind die Emissivitäten abhängig vom Blickwinkel und unterscheiden sich für die Kanäle 4 und 5. Da schon ein relativer Fehler der Emissivität von 1 % zu Temperaturabweichungen von 0,5 K (Ottlé & Vidal-Madjar 1992) – 1 K (Becker 1987) führt, muss der Einfluss der Emissivität über Land explizit berücksichtigt werden. Bedeutsam ist auch die Differenz der Emissivität in den Kanälen 4 und 5. Bei einem Fehler der Differenz von 1 % ergibt sich eine Abweichung der Oberflächentemperatur zwischen 1 K (Ottlé & Vidal-Madjar 1992) und 2,5 K (Becker 1987).

Besondere Schwierigkeiten bei der Anwendung von *Split-Window*-Verfahren ergeben sich daher in semiariden Bereichen mit geringen Vegetationsbedeckungsgraden, da hier der Einfluss der Emissivität am größten ist und die oben genannten Voraussetzungen für die *Split-Window*-Algorithmen (geringe Temperaturunterschiede und geringe Wasserdampfgehalte in der Atmosphäre) nicht unbedingt erfüllt sind.

Da die Zahl der unbekannten Variablen die Anzahl der unabhängigen Messungen immer übersteigt, unterscheiden sich die verschiedenen *Split-Window*-Algorithmen hinsichtlich der

Annahmen zur Ableitungen der Koeffizienten A und B recht stark (Qin & Karnieli 1999). So betrachtet Price (1984) die Erdoberfläche beispielsweise als Schwarzkörper, Coll et al. (1994) formulieren A als ausschließliche Funktion der Atmosphäreneigenschaften während Becker & Li (1990) zu Formulierungen kommen, die nicht vom atmosphärischen Zustand abhängen.

Nach Formulierung der Algorithmen werden die Koeffizienten in der Regel über synthetische Datensätze bestimmt (Becker & Li 1990, Ottlé & Vidal-Madjar 1992, Sobrino et al. 1991, Prata 1993, Coll et al. 1994). Dabei wird ein Strahlungstransportmodell für verschiedene Landoberflächen, Atmosphären- und Winkelbedingungen gerechnet. Goita et al. (1997) ermitteln die Oberflächentemperatur auf Grundlage der Studien von Becker & Li (1990) aus Informationen des Kanals 3. Die Emissivität in diesem Kanal wird aus einem temperaturunabhängigen spektralen Index (TISI) abgeleitet, der nur vom Verhältnis der Emissivitäten der Kanäle 3 und entweder 4 oder 5 abhängt. Coll & Casalles (1997) ermitteln die Koeffizienten für die atmosphärischen Einflüsse aus Regressionen mit gemessenen Ozeantemperaturen und nutzen diese für das Temperaturretrieval über Land. Da jeweils die Filterfunktion eines bestimmten AVHRR zugrunde gelegt wird, sind die Algorithmen streng genommen nur für einen speziellen NOAA-Satelliten gültig (Czajkowski et al. 1998).

Während die meisten der entwickelten *Split-Window*-Algorithmen im allgemeinen keine zusätzlichen Informationen über die Atmosphäre benötigen, sind Informationen über die Emissivitäten in den Kanälen 4 und 5 notwendig. Demgegenüber wird bei dem stärker empirisch ausgerichteten Algorithmus von Kerr et al. (1992) davon ausgegangen, dass die Emissivität für unbewachsene Böden am niedrigsten ist und mit zunehmenden Vegetationsbedeckungsgrad steigt. Unter dieser Voraussetzung kann die Emissivität über den NDVI beschrieben werden. Auf Grundlage des Algorithmus von Becker & Li (1990) wird für jedes Pixel eine Temperatur für blanken Boden T_{BS} und eine Temperatur für vollständige Vegetationsbedeckung T_V berechnet, die anschließend über den FVC (vgl. Gleichung 6-14) gewichtet und linear kombiniert die Oberflächentemperatur T_s ergeben:

$$T_s = FVC \cdot T_V + (1 - FVC)T_{BS} \quad (6-19)$$

$$T_V = -a_{V0} - a_{V1}C_4 - a_{V2}C_5 \quad (6-20)$$

$$T_{BS} = -a_{BS0} + a_{BS1}C_4 - a_{BS2}C_5 \quad (6-21)$$

Daher sind nur die Emissivitäten für die beiden Extremfälle blanker Boden und vollständige Vegetationsbedeckung notwendig. Vergleichsstudien von Pozo Vázquez et al. (1997) bestätigten den einfachen Ansatz von Kerr et al. (1992) und ergaben gute Übereinstimmungen mit Messwerten und keine Unterschiede zu dem analytischen *Split-Window*-Algorithmus von Ulivieri et al. (1992). Auch die Untersuchungen von Anderson (1997) lieferten sehr ähnliche Ergebnisse ($\pm 0,3$ K) der Kerr-Methode im Vergleich zum Ansatz von Coll et al. (1994) für mittlere Blickwinkel, aber Abweichungen von ca. 1,5 K bei hohen und niedrigen Blickwinkeln. Andere Studien (Coll & Caselles 1997) zeigten allerdings deutlichere Abweichungen gegenüber Beobachtungen und schlechtere Ergebnisse im Vergleich zu den Ansätzen mit expliziter Berücksichtigung der Emissivität. Allerdings stellt die Validierung der Ergebnisse anhand von *in-situ* Punktmessungen aufgrund der großen räumlichen Variabilität von Landoberflächentemperatur und –emissivität innerhalb eines AVHRR-Pixels ein ungelöstes Problem dar. Für diese Studie wurde die Methode von Kerr et al. (1992) berücksichtigt, weil die absoluten Genauigkeiten der Oberflächentemperaturen im Vergleich zur impliziten und konsistenten Berücksichtigung der Änderung der Emissivität in einem Pixel durch Landnutzungsänderungen von untergeordneter Bedeutung sind. Andere Studien (van de Griend & Owe 1993, Valor & Caselles 1996, Kant & Badarinath 2000) bestätigen den Zusammenhang zwischen Emissivität und NDVI.

6.3.4 Veränderte Beobachtungsgeometrie

Aufgrund der Orbiteigenschaften der NOAA-Satelliten variieren die Satellitenzenitwinkel eines Punktes von $+55^\circ$ bis -55° bei einer Wiederholrate von 9 Tagen. Die Abhängigkeiten des Reflexionsgrades von den dadurch hervorgerufenen Veränderungen der Beobachtungsgeometrie werden durch die BRDF der Landoberfläche beschrieben (vgl. Kapitel 6.1.1). Die BRDF ist gerade für Vegetationsbestände besonders kompliziert (Kimes et al. 1980) und hängt sowohl von der Wellenlänge als auch von den geometrischen und optischen Eigenschaften der Oberfläche (z.B. Bestandsstruktur, Blattausrichtung, Blattfläche, Blatt- und Bodenalbedo, Bestandsdurchlässigkeit) ab, die zudem im Jahres- und Tagesverlauf variieren. Physikalische BRDF-Modelle (z.B. Verstraete et al. 1990, Deering et al. 1990, Thomas 1995) benötigen daher detaillierte Kenntnisse der Oberfläche und sind in der Regel für heterogene Landoberflächen nur eingeschränkt gültig. Semiempirische Modelle (z.B. Staylor & Suttles 1986, Roujean et al. 1992, Rahman et al. 1993) benötigen demgegenüber nur eine eingeschränkte Anzahl an Koeffizienten, die über *least square* - Verfahren aus Satellitendaten bei stabilen Bodeneigenschaften und variierenden Beobachtungsgeometrien gewonnen werden können. Bei einer ausreichenden Anzahl an Messungen können auch vollständig empirische Nadir-Korrekturfaktoren angewendet werden (Koslowski 1996, Kalluri et al. 2000).

Die Korrektur der BRDF-Effekte liegt außerhalb der Themenstellung dieser Arbeit und ist anhand der 10-Tages-Komposite auch nur unter der Bedingung möglich, dass die spektralen Oberflächeneigenschaften zum gleichen Zeitpunkt aufeinanderfolgender Jahre gleich sind. Davon ist bei der Untersuchung von Landnutzungsänderungen aber gerade nicht auszugehen. Hinsichtlich der Fragestellung sind Korrekturen insbesondere für solche Einflüsse notwendig, die Trends in den gemessenen Signalen verursachen können und dadurch dann kontinuierliche Veränderungen der Landoberfläche vortäuschen. Geht man davon aus, dass die allmähliche Abnahme der Empfindlichkeit der kurzwelligen AVHRR-Kanäle richtig korrigiert ist, sind dies neben den Auswirkungen möglicher atmosphärischer Trends in erster Linie die Auswirkungen der kontinuierlichen Verspätungen der Überflugzeiten der Nachmittagssatelliten. Die lokale Beobachtungszeit von NOAA 11 verschob sich von anfangs etwa 13:30 Uhr auf ca. 17:00 Uhr lokaler Zeit gegen Ende der Mission.

Auf die Oberflächentemperaturen wirkt sich die kontinuierlich geringer werdende Einstrahlung zur Beobachtungszeit als negativer Trend aus. In den kurzwelligen Kanälen beeinflussen die kontinuierlichen Anstiege des Sonnenzenitwinkels und die leichten Abnahmen des relativen Azimuts (Abbildung 6.7) das Satellitensignal über die BRDF der jeweiligen Landoberfläche und durch den wachsenden atmosphärischen Einfluss. Der Einfluss des Trends der Beleuchtungsgeometrie auf das Signal der AVHRR-Kanäle ist wenig untersucht und nicht abschließend geklärt (Kaufmann et al. 2000). Kaufmann & Holben (1993) gehen trotz des stärkeren Schattenwurfes von höheren Oberflächenreflexionen bei zunehmenden Sonnenzenitwinkeln aus (Abbildung 6.8). Nach Privette et al. (1995) werden bei Nadirbeobachtungen die Reflexionen über dem Bestand im sichtbaren Bereich mit zunehmenden Sonnenzenitwinkel aufgrund des Schatteneinflusses abnehmen, während im nahen Infrarot ein gegensätzlicher Trend erfolgt. Der NDVI steigt daher mit zunehmenden SUZ an. Unter dem Einfluss der Streuprozesse der Atmosphäre kehrt sich der NDVI-Trend aber für Sonnenzenitwinkel über 30° um. Für variierende Satellitenzenitwinkel wird der Zusammenhang jedoch erheblich komplizierter (Myneni et al. 1993). Gutman (1999 a) führt ansteigende NDVI-Werte über Gebieten, deren Oberflächeneigenschaften als langjährig konstant gelten können (Wüsten und tropische Regenwälder), auf die geänderten Beleuchtungseffekte zurück. Im Gegensatz dazu gehen Kaufmann et al. (2000) anhand von Strahlungstransportüberlegungen davon aus, dass nur sehr geringe Abhängigkeiten des NDVI vom Sonnenzenitwinkel bestehen und diese mit zunehmender Blattfläche weiter reduziert

werden. Zwar wurden mögliche Trends durch zunehmende atmosphärische Einflüsse und Isotropieeffekte im Rahmen der Korrektur der Sensordegradation der solaren Kanäle mit berücksichtigt (vgl. Kapitel 6.1.1), allerdings können die BRDF von anderen Oberflächen als den zur Korrektur verwendeten Wüstengebieten auf den SUZ-Trend unterschiedlich reagieren und sich daher Fehler ergeben. Ein weiterer Einfluss des Sonnenzenitwinkels besteht auf die Messgenauigkeit der kurzwelligen Kanäle, die bei Winkeln über 60° deutlich abnimmt (Goward et al. 1991).

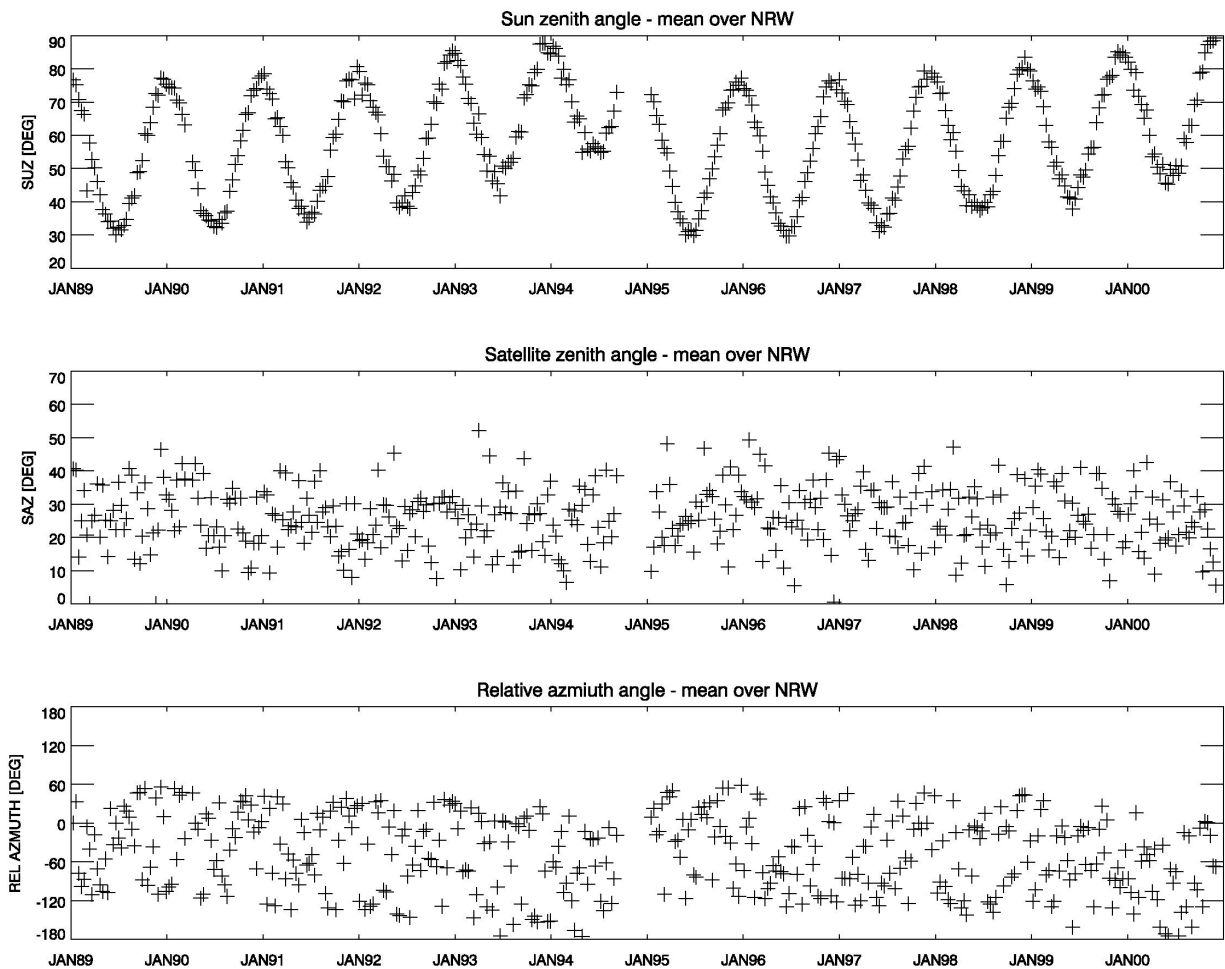


Abbildung 6.7: NRW-Mittelwert von SUZ, SAZ und relativem Azimutwinkel. Deutlich werden die Zunahmen des SUZ und die leichten Abnahmen des relativen Azimutwinkels für die Umlaufdauer von NOAA 11 (1989 - 1994) sowie NOAA 14 (1995 - 2000). Für den SAZ ergibt sich kein signifikanter Trend.

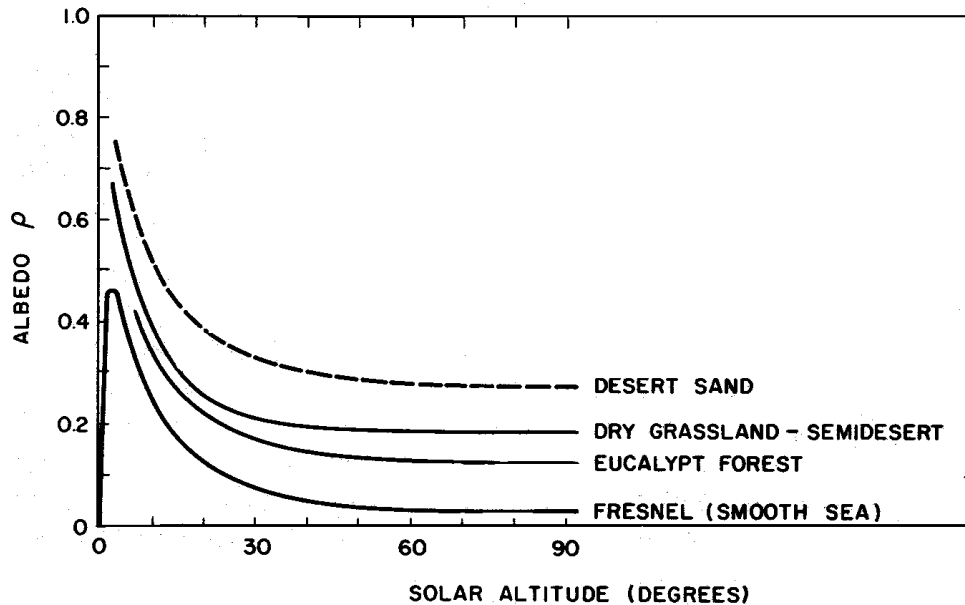


Abbildung 6.8: Winkelabhängigkeit der Albedo von verschiedenen Oberflächen (Paltridge & Platt (1976) aus Iqbal (1983)). Solar Altitude = $90^\circ - \text{SUZ}$.

Im folgenden soll in Anlehnung an die Methode von Gutman (1999 a, b) überprüft werden, wie sich der Trend des SUZ auf die Zeitreihen der kurzwelligen Kanäle, des NDVI und der Oberflächentemperatur auswirkt.

Dabei wird von folgenden Überlegungen ausgegangen: Die Reflexionsgrade der beiden solaren Kanäle bzw. die Oberflächentemperaturen X lassen sich als Summe des langjährigen Mittels des entsprechenden Zeitraums (Monat oder Dekade) X_M und der jeweiligen Abweichungen aufgrund von Änderungen der atmosphärischen Zusammensetzung δX_A , der Oberfläche δX_S , der Beobachtungsgeometrien δX_{SUZ} und durch Kalibrationsungenauigkeiten δX_C ausdrücken:

$$X = X_M + \delta X_S + \delta X_A + \delta X_{\text{SUZ}} + \delta X_C \quad (6-22)$$

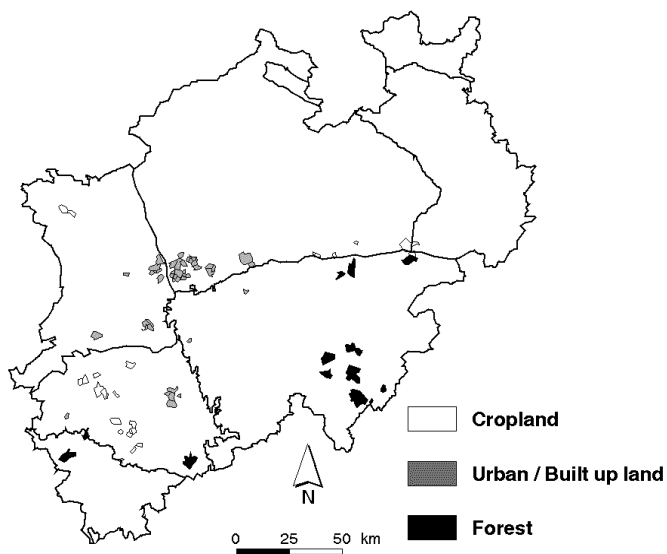


Abbildung 6.9: Homogene Gemarkungsflächen mit geringen Veränderungen zwischen 1989 und 1997 (Testflächen)

Tabelle 6.3: Kriterien zur Auswahl der Testflächen

	Homogenitäts- kriterium	Veränderung 1989-1997	Anzahl Gemarkungen	Anzahl Pixel
Acker	> 90 %	< 1.2%	25	240
Siedlung	> 90 %	< 1.5%	42	293
Wald	> 80 %	< 1.5%	24	409

Vernachlässigt man zwischenjährliche Variationen der Atmosphäre und geht man davon aus, dass die Degradation der kurzwelligen Kanäle durch die Eichungen korrekt berücksichtigt wurden und die Winkelabhängigkeiten für alle AVHRR gleich sind, so können die Anomalien der einzelnen Dekaden folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\delta X = X - X_M = \delta X_S + \delta X_{SUZ} \quad (6-23)$$

Für bestimmte Zielgebiete, die nach den Daten des Liegenschaftskatasters homogen bezüglich einer der Landnutzungsklassen Wald, Acker oder Siedlung sind und nur sehr geringfügige Änderungen zwischen 1989 und 1997 aufweisen (Abbildung 6.9 und Tabelle 6.3), ist auch $\delta X_S = 0$ und die verbleibenden Trends sind nur noch eine Funktion des Sonnenzenitwinkels. Der Einfluss der Änderungen des relativen Azimutwinkels wird nicht gesondert berücksichtigt, da die zwischenjährlichen Variabilitäten stark mit dem Sonnenzenitwinkel korrelieren (Gutman 1999 b).

Abbildung 6.10 zeigt die Veränderungen der Oberflächentemperatur, des NDVI und der Kanäle 1 und 2 für die Zielgebiete der Landnutzungsklassen Acker, Siedlung und Wald an Hand der Anomalien der Monatsmaxima. Die abnehmende Tendenz der Oberflächentemperaturen ist für die Siedlungsbereiche am stärksten, obwohl generell davon ausgegangen wird, dass innerstädtische Bereiche auf Grund ihrer hohen Wärmekapazität in den Nachmittagsstunden langsamer abkühlen als ihre Umgebung und daher die Verspätung des Überfluges einen geringeren Einfluss haben müsste. Da NOAA 11 aufgrund des missglückten Starts von NOAA 13 länger als geplant im Umlauf war, ergeben sich für 1994 extreme Beobachtungsgeometrien und daher stärkere Steigungen der T_s -SUZ - Regressionsgeraden im Vergleich zu NOAA 14.

Die Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2 nehmen während der Umlaufdauer der Satelliten für alle Landnutzungsklassen zu. Demgegenüber ist die Tendenz des NDVI für die verschiedenen Landnutzungsklassen zumindest für NOAA 11 uneinheitlich.

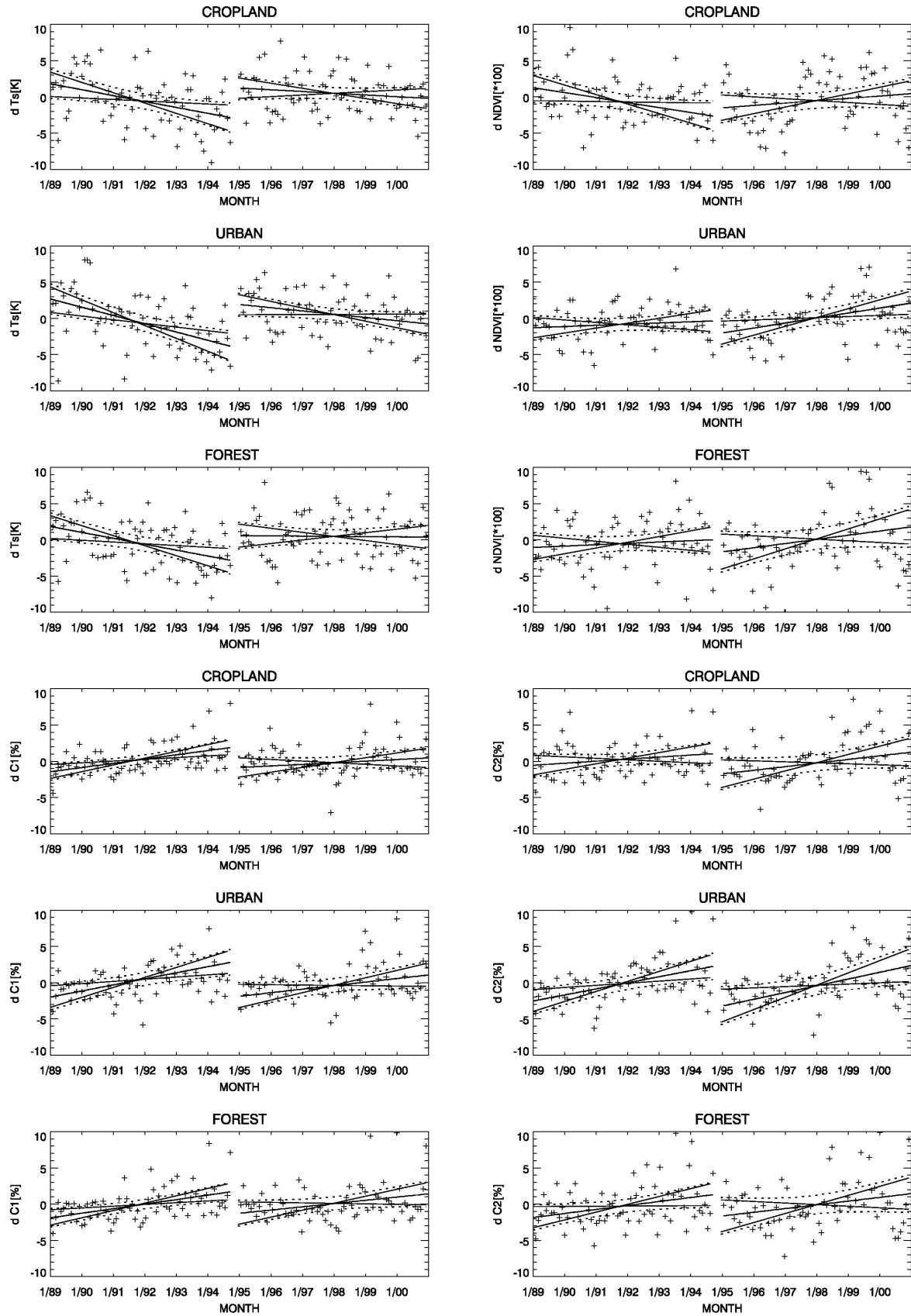


Abbildung 6.10: Veränderung von T_s -, NDVI-, C_1 - und C_2 -Monatsanomalien für homogene Acker- (Cropland), Siedlungs- (Urban) und Waldbereiche (Forest). Die Entwicklungen für NOAA 11 (1989 - 1994) und NOAA 14 (1995 - 2000) sind getrennt dargestellt. Die gestrichelten Kurven kennzeichnen den 99%-Vertrauensbereich der Regression, die dünnen Linien den 99%-Vertrauensbereich der Regressionssteigung.

In Abbildung 6.11 sind die Dekadenanomalien der Oberflächentemperatur, der Reflexionsgrade von C_1 und C_2 sowie des NDVI den Abweichungen des Sonnenzenitwinkels für die Testflächen der Landnutzungsklassen Siedlung und Wald gegenübergestellt (vgl. auch Tabelle 6.4). Es wurden nur Dekaden herangezogen, bei denen mindestens 50% der Pixel der Testgebiete wolkenfrei waren. Für die Kanäle 1 und 2 ergeben sich für beide Landnutzungsklassen und Satellitenzeitreihen signifikante Zusammenhänge. Der Zusammenhang zwischen Temperatur und Sonnenzenitwinkel ist für die Waldbereiche schwächer als für die Siedlungsbereiche und für NOAA 14 nicht signifikant. Die NDVI-Anomalien sind von den Abweichungen des Sonnenzenitwinkels deutlich weniger abhängig als die der kurzwelligen Kanäle. Für NOAA 14 ergeben sich für den NDVI keine signifikanten Korrelationen. Daher wurden für die Korrekturen nur die Kanäle 1 und 2 herangezogen und aus den korrigierten Werten der NDVI neu berechnet.

Die ermittelten Trends für die Wälder und Siedlungsflächen in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels liefern die Korrekturfunktionen für maximale (K_v) bzw. minimale Vegetationsbedeckung (K_s). Diese Funktionen wurden entsprechend des aus dem NDVI abgeleiteten FVC (vgl. Gleichung 6-14) der einzelnen Pixels gewichtet:

$$K(SUZ) = FVC \cdot K_v(SUZ) + (1 - FVC)K_s(SUZ) \quad (6-24)$$

Mit der auf diese Weise ermittelten Funktion $K(SUZ)$ lassen sich die Daten für den Einfluss des SUZ-Trends korrigieren. Nicht auszuschließen ist, dass Veränderungen der Atmosphäre und verbleibende Kalibrationsungenauigkeiten zum dargestellten Trend beitragen. Ferner können sich die spektralen Oberflächeneigenschaften auch dort ändern, wo nach dem Liegenschaftskataster keine Landnutzungsänderungen stattfanden. Insbesondere die relativ variable Landnutzungsklasse ‚Acker‘ wurde daher nicht für die Trendkorrektur herangezogen. Klimavariabilitäten wie Trockenjahre werden sich aber auch bei völlig unveränderter Nutzung in den spektralen und thermalen Eigenschaften der Erdoberfläche auswirken. Da für die Fragestellung aber die klimatischen Auswirkungen echter Landnutzungsänderungen interessieren, ist die Forderung fehlender Trends der Satellitensignale über den nach der Landnutzungsstatistik unveränderten Bereichen sinnvoll. Wichtig ist hingegen, dass die für die Testgebiete ermittelten Trends für das gesamte Untersuchungsgebiet gelten. Kritisch ist diesbezüglich das Fehlen von geeigneten Testgebieten im nördlichen Landesteil.

Tabelle 6.4: Zusammenhang zwischen T_s , NDVI, C_1 und C_2 mit den Abweichungen des Sonnenzenitwinkels vom langjährigen Mittel ($x = \cos(d \text{ SUZ} + 45^\circ)$) für NOAA 11 und NOAA 14. Sig: Signifikanzniveau, y_{k1} , y_{k2} : an Hand der unteren bzw. oberen Grenze des Vertrauensbereichs für die Steigung der Regressionsgerade ermittelter Trend.

NOAA11						NOAA14								
Trend					r^2	Sig	Trend					r^2	Sig	
T_s														
SIEDLUNG	y=	-10.98	+	14.30	x	0.11	**	y=	-6.29	+	8.92	x	0.04	**
	y _{K1} =	-5.85	+	6.50	x			y _{K1} =	-0.40	+	0.53	x		
	y _{K2} =	-16.11	+	22.10	x			y _{K2} =	-12.18	+	17.31	x		
WALD	y=	-4.61	+	5.78	x	0.02	*	y=	-1.46	+	2.03	x	0.00	
	y _{K1} =	0.02	-	0.98	x			y _{K1} =	4.45	-	6.29	x		
	y _{K2} =	-9.25	+	12.54	x			y _{K2} =	-7.36	+	10.36	x		
$NDVI$														
SIEDLUNG	y=	-7.76	+	8.99	x	0.04	**	y=	-2.19	+	3.07	x	0.00	
	y _{K1} =	-2.21	+	0.57	x			y _{K1} =	5.36	-	7.68	x		
	y _{K2} =	-13.31	+	17.42	x			y _{K2} =	-9.74	+	13.83	x		
WALD	y=	-13.10	+	15.59	x	0.05	**	y=	-7.29	+	9.74	x	0.01	
	y _{K1} =	-4.24	+	2.66	x			y _{K1} =	4.14	-	6.38	x		
	y _{K2} =	-21.97	+	28.53	x			y _{K2} =	-18.72	+	25.86	x		
$Channel\ 1$														
SIEDLUNG	y=	12.84	-	16.89	x	0.22	**	y=	15.89	-	21.43	x	0.27	**
	y _{K1} =	16.92	-	23.09	x			y _{K1} =	20.49	-	27.97	x		
	y _{K2} =	8.76	-	10.69	x			y _{K2} =	11.30	-	14.88	x		
WALD	y=	9.22	-	12.19	x	0.15	**	y=	11.97	-	15.68	x	0.16	**
	y _{K1} =	12.95	-	17.63	x			y _{K1} =	16.62	-	22.23	x		
	y _{K2} =	5.49	-	6.75	x			y _{K2} =	7.32	-	9.12	x		
$Channel\ 2$														
SIEDLUNG	y=	12.43	-	16.83	x	0.22	**	y=	18.49	-	24.98	x	0.26	**
	y _{K1} =	16.45	-	22.93	x			y _{K1} =	24.07	-	32.92	x		
	y _{K2} =	8.41	-	10.73	x			y _{K2} =	12.92	-	17.04	x		
WALD	y=	11.13	-	15.47	x	0.18	**	y=	18.40	-	24.28	x	0.21	**
	y _{K1} =	15.38	-	21.68	x			y _{K1} =	24.62	-	33.06	x		
	y _{K2} =	6.87	-	9.27	x			y _{K2} =	12.17	-	15.50	x		
Sig: Signifikanzniveau des Trends														
**: 1%														
*: 5%														

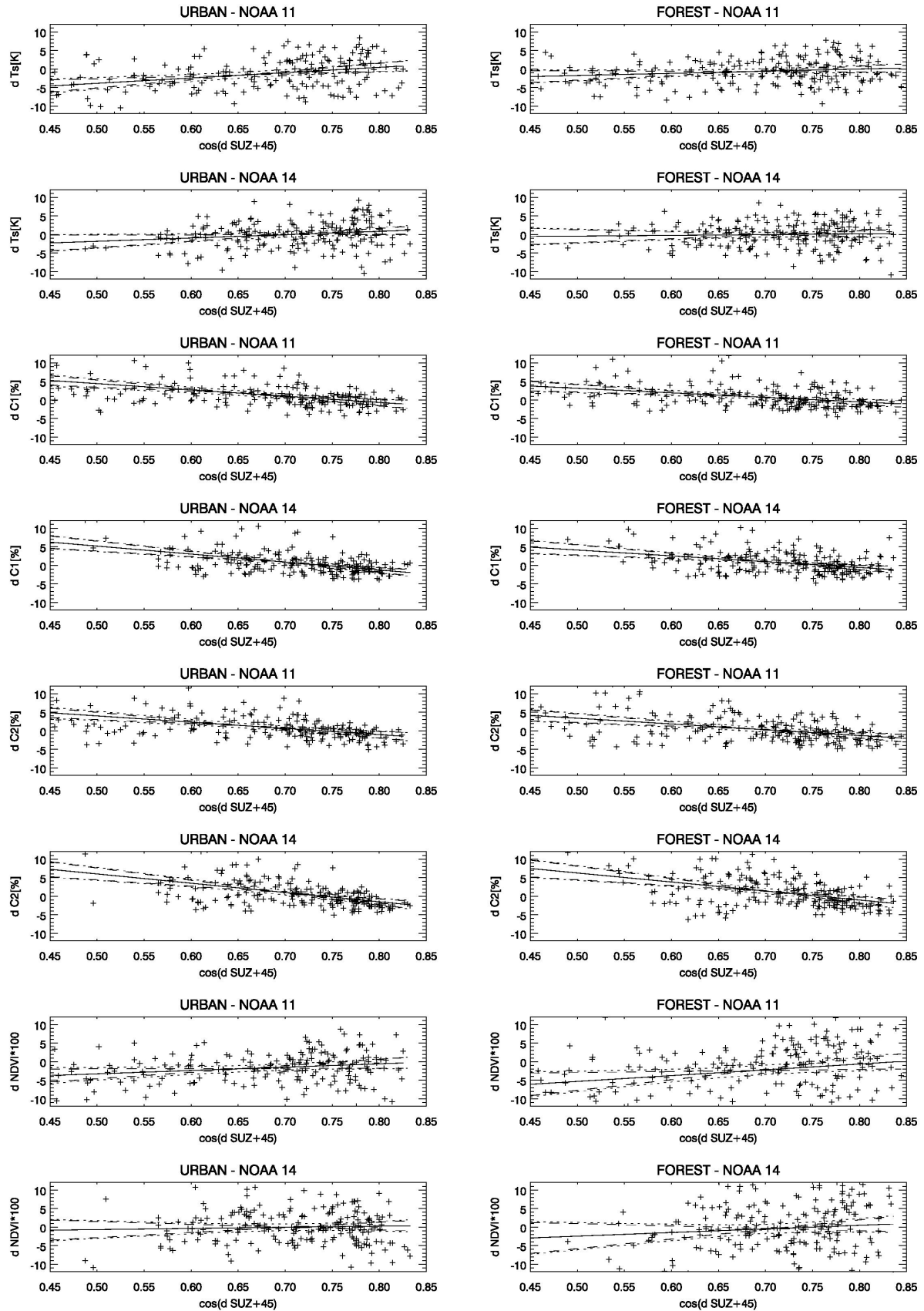


Abbildung 6.11: Veränderung von T_s , C_1 , C_2 - und NDVI-Dekadenanomalien für homogene Siedlungs- (Urban) und Waldbereiche (Forest) für NOAA 11 (1989 - 1994) und NOAA 14 (1995 - 2000). Die eng gestrichelten Kurven kennzeichnen den 99%-Vertrauensbereich der Regression, die weit gestrichelten den 99%-Vertrauensbereich der Regressionssteigung

6.4 Zusammenhang zwischen Reflexionsgraden, Vegetationsindizes, Landnutzung und T_s im langjährigen Mittel

6.4.1 Jahresgang von Reflexionsgraden, Vegetationsindizes und T_s

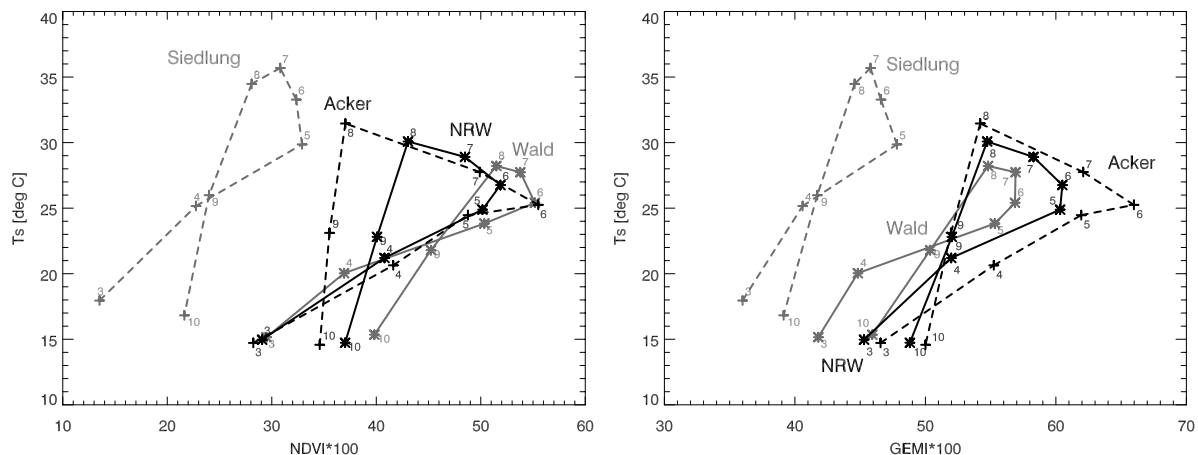


Abbildung 6.12: Jahresgang (März (3) – Oktober (10)) homogener Landnutzungsklassen und des NRW-Mittels im NDVI- T_s - (links) bzw. GEMI- T_s - (rechts) - Koordinatensystem

Abbildung 6.12 zeigt den Jahresgang der homogenen Landnutzungsklassen Ackerland, Wald und Siedlungsgebiete (Innenstadtbereiche) sowie das Gesamtmittel für Nordrhein-Westfalen im NDVI- T_s - Koordinatensystem (links) und im GEMI- T_s - Koordinatensystem (rechts). Die dargestellten NDVI-Werte sind zwischen 1989 und 2000 gemittelte Maxima der Monate März (3) bis Oktober (10). Für GEMI bzw. T_s wurden die zum Zeitpunkt des maximalen Monats-NDVI kalkulierten Werte herangezogen und ebenfalls zwischen 1989 und 2000 gemittelt. Da die Waldbereiche durchschnittlich deutlich höher als die übrigen Landnutzungsklassen liegen, wurde eine Regression der Oberflächentemperaturen mit der Geländehöhe durchgeführt und die Werte mit dem so bestimmten durchschnittlichen Trend (0,68 K / 100 m) auf Meereshöhe normiert. Die Fernerkundungsdaten sind hier nicht auf einen einheitlichen Sonnenzenitwinkel bezogen.

Deutlich wird insbesondere der sehr unterschiedliche Verlauf der Siedlungsbereiche mit geringen NDVI-Maxima und hohen Maxima der Oberflächentemperaturen. Im Vergleich zu den stärker bewachsenen Landnutzungseinheiten Wald und Ackerland werden sowohl das Maximum des NDVI (im Mai) als auch die maximalen Oberflächentemperaturen (im Juli) früher erreicht. Die Acker- und Waldbereiche verlaufen bis Mai fast parallel, wobei die NDVI-Zunahmen zwischen März und April für die Ackerflächen höher sind. Infolge der Erntetätigkeit ergibt sich zwischen Juli und August ein deutlicher Rückgang des NDVI der ackerbaulich genutzten Bereiche. Gleichzeitig kommt es auf diesen Flächen im Vergleich zu den anderen Landnutzungsklassen zu einem deutlicheren Anstieg der Oberflächentemperaturen. Ab August geht der NDVI der Ackerflächen nur noch geringfügig zurück. Für die Wälder verläuft der Rückgang des NDVI ab Juni deutlich gleichmäßiger. Damit ist die Trennung der Landnutzungseinheiten im T_s -NDVI - Raum im August maximal.

Im GEMI- T_s - Diagramm sind der Jahresgang der Landnutzungsklassen und die Trennung zwischen mehr oder weniger vegetationsfreien (Siedlungen) und bewachsenen Flächen

(Wald, Acker) ähnlich wie beim NDVI. Abbildung 6.12 bestätigt somit die Hypothese, dass sich die Umwandlung von Ackerbereichen in Siedlungsflächen in den Satellitendaten in Rückgängen der Vegetationsindizes und Anstiegen der Oberflächentemperaturen auswirken sollte (vgl. Abbildung 2.1).

Abbildung 6.12 zeigt auch, dass der GEMI - im Gegensatz zum NDVI - Ackerflächen höhere Indexwerte als Waldflächen zuweist. Insbesondere im Juni übersteigen die Indexwerte der Äcker diejenigen für Wald deutlich. Eine Berechnung des FVC analog Gleichung 6-14 würde daher unterschiedliche Ergebnisse liefern, je nach dem ob die Berechnung über den NDVI oder den GEMI erfolgt.

Die Ursache für die Unterschiede von Acker- und Waldflächen in den Jahresverläufen von NDVI und GEMI verdeutlicht Abbildung 6.13, wo der Jahresgang der Kanäle C_1 und C_2 für die Landnutzungseinheiten gegenübergestellt sind. Demnach sind die Waldbereiche durch niedrige C_1 - und C_2 -Werte gekennzeichnet, während die Ackerflächen in beiden Kanälen ganzjährig deutlich höhere Werte aufweisen. Die Siedlungsbereiche zeigen hohe C_1 - aber niedrige C_2 -Werte.

Der NDVI gewichtet also im Vergleich zum GEMI geringe C_1 -Werte stärker, was sich auch in der Isoliniendarstellung der Differenz beider Indizes im spektralen Raum der Kanäle 1 und 2 zeigt (Abbildung 6.14). Der Vergleich zwischen den Abbildungen 6.12 und 6.13 zeigt, dass sich die drei Landnutzungsklassen im C_1 - C_2 - Koordinatensystem eindeutig unterscheiden und die Kombination beider Werte zu NDVI oder GEMI eine deutliche Reduzierung der Trennbarkeit verursacht.

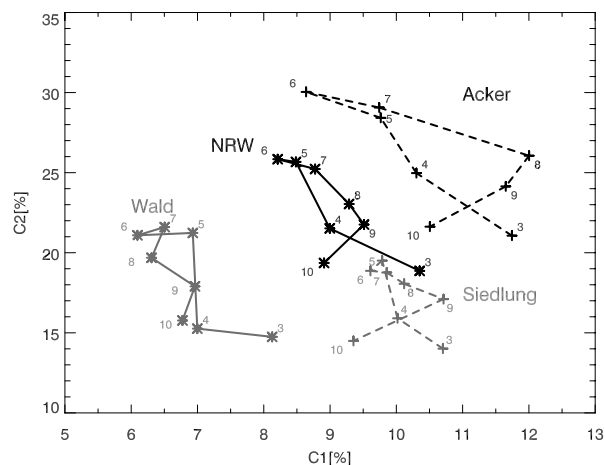


Abbildung 6.13: Jahresgang homogener Landnutzungsklassen und des NRW-Mittels im C_1 - C_2 - Koordinatensystem

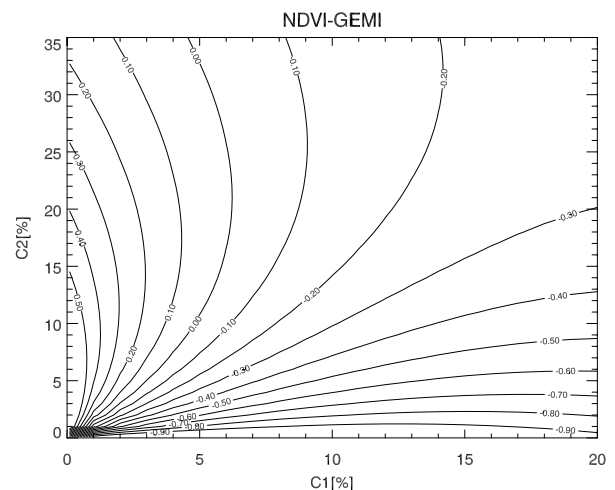


Abbildung 6.14: Isolinen der Differenz zwischen NDVI und GEMI im C_1 - C_2 - Koordinatensystem

6.4.2 FVC, Vegetationsindizes und T_s im räumlichen Vergleich

Abbildung 6.15 zeigt oben links die aus den Liegenschaftskatasterdaten für das Jahr 1997 abgeleiteten durchschnittlichen Vegetationsbedeckungsgrade der Gemarkungen in NRW. Oben rechts ist der langjährige sommerliche NDVI (Mittelwert der Juni-, Juli- und Augustmaxima zwischen 1989 und 2000) dargestellt. Darunter sind die entsprechend gemittelten Oberflächentemperaturen abgebildet, wobei für die einzelnen Monate die zum maximalen NDVI korrespondierenden Werte berücksichtigt wurden. Der Einfluss der Geländehöhe wurde wiederum über eine Regression der Temperaturen der reinen Waldpixel mit der Geländehöhe für die Monate Juni bis August ($0,58 \text{ K} / 100 \text{ m}$) ausgeglichen. Unten links ist der GEMI im langjährigen sommerlichen Mittel dargestellt. Abbildung 6.16 zeigt zum Vergleich die Waldverteilung Nordrhein-Westfalens nach einer weiteren Datengrundlage (Burggraaff 2000). In Abbildung 6.17 sind die Zusammenhänge zwischen FVC, NDVI, C_4 und T_s als Streudiagramme abgebildet.

Da aus den Liegenschaftskatasterdaten nur mittlere Vegetationsbedeckungsgrade der einzelnen Gemarkungen abgeleitet werden können, ist die räumliche Auflösung des FVC im Bereich der großen Gemarkungen im Norden des Landes deutlich schwächer als die der Satellitendaten. Insgesamt ist die räumliche Struktur des Landes in den NDVI- und FVC-Darstellungen aber sehr ähnlich wiedergegeben und es besteht, begünstigt durch die Konzentration der Wald-, Siedlungs- und Landwirtschaftsbereiche in verschiedenen Regionen des Landes, ein deutlicher Zusammenhang zwischen beiden Variablen ($r^2=0,50$). Allerdings heben sich in der FVC-Darstellung trotz der Mittelung über größere Flächen die Siedlungsbänder entlang von Rhein und Ruhr deutlicher als im Satellitenbild von den umliegenden Bereichen ab. Möglicherweise wird bei der Ableitung des FVC der Vegetationsbedeckungsgrad der Siedlungen unterschätzt. So geht beispielsweise Oke (1982) in Siedlungsbereichen von Bedeckungsgraden von immerhin 40 bis 70% aus, während hier 15 % für Gebäude- und Verkehrs- sowie 80 % für Gartenflächen angesetzt wurden. Eine weitere Ursache können Nichtlinearitäten im Zusammenhang zwischen FVC und NDVI sein (Abbildung 6.4). Versuche mit dem von Carlson & Ripley (1997) postulierten quadratischen Zusammenhang zwischen FVC und dem zwischen den Werten für vollständige Vegetationsbedeckung und blanken Boden skalierten NDVI ergaben keine Erhöhung des Korrelationskoeffizienten. Ebenso wenig führten Korrelationsrechnungen auf höheren räumlichen Skalen (3 km, 9 km und 25 km) zu höheren Korrelationen.

Wie aus Abbildung 6.12 ersichtlich, erreichen die Waldbereiche der Mittelgebirge höhere NDVI- aber geringere GEMI-Werte als die landwirtschaftlich genutzten Niederungsbereiche. Das Streudiagramm zwischen FVC und GEMI (Abbildung 6.17) zeigt daher auch größere Abweichungen bei hohen FVC-Werten. Gleiches gilt für das NDVI-GEMI - Diagramm. Beide Parameter stimmen bei geringen Vegetationsbedeckungsgraden gut überein, weichen bei hohen Werten aber teils deutlich voneinander ab.

Die Vegetationsstrukturen des Landes werden im Temperaturbild durch hohe Werte für die Siedlungsbereiche und tiefe Temperaturen für die Waldbereiche deutlich. Manche Waldstrukturen, wie die Bereiche südlich und südwestlich von Münster sowie am Niederrhein heben sich im Temperaturbild sogar stärker von ihrer Umgebung ab als in der Darstellung des NDVI. Insgesamt zeigen die NDVI- und T_s -Bilder einen hohen negativen Zusammenhang ($r^2=0,62$). Da der NDVI im Rahmen der Emissionskorrektur in die Berechnung von T_s mit eingeht, zeigt Abbildung 6.17 auch die Beziehung zwischen NDVI und der Strahlungstemperatur des Kanals 4 (C_4). Auch hier ergeben sich enge negative Zusammenhänge. Die Streudiagramme zwischen NDVI und T_s sowie zwischen NDVI und FVC zeigen deutlich den Sättigungsbereich bei hohen NDVI-Werten ($\sim 0,6$).

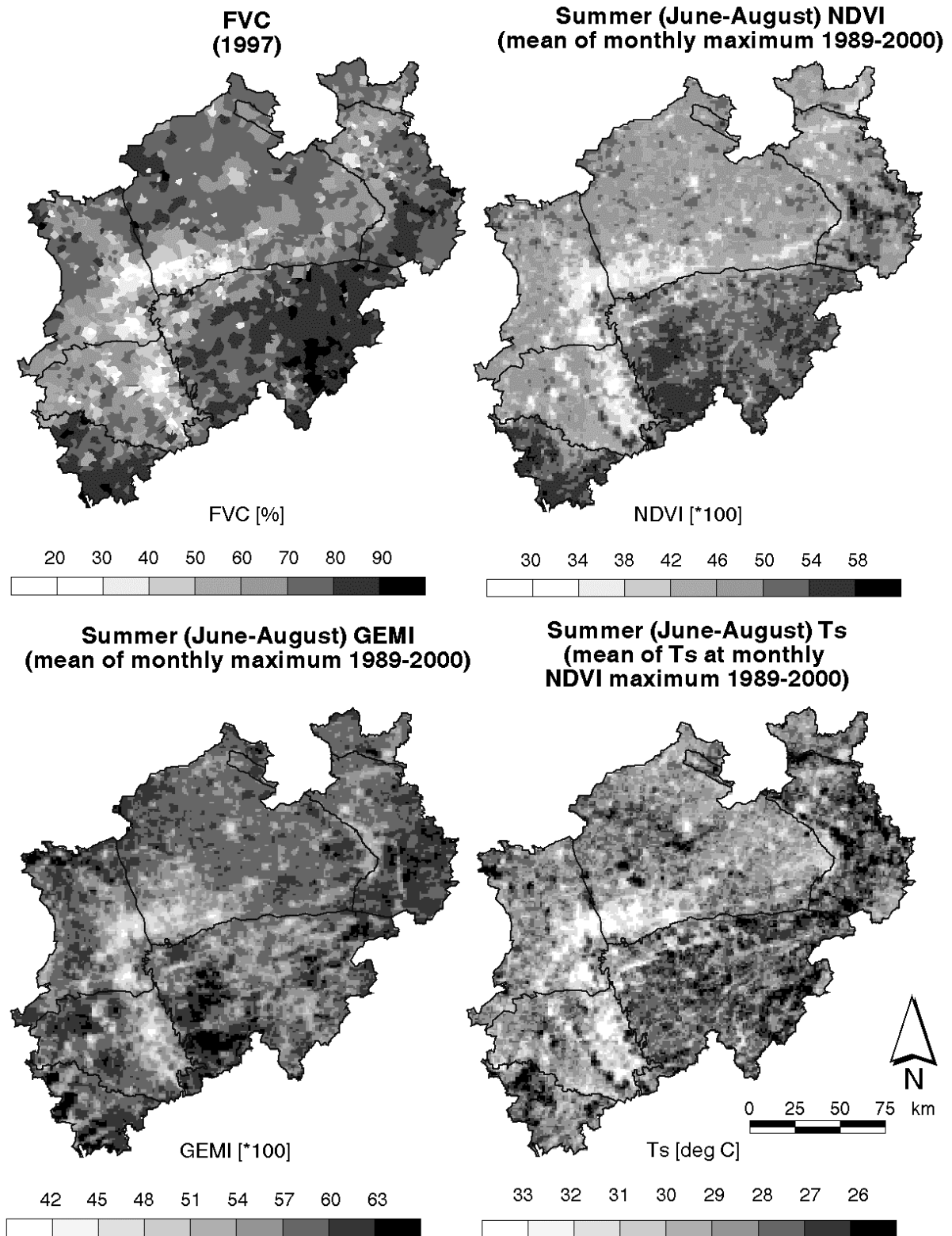


Abbildung 6.15: Aus dem Liegenschaftskataster von 1997 abgeleiteter sommerlicher FVC sowie langjährige Durchschnittswerte (Juni-August) für NDVI, GEMI und T_s

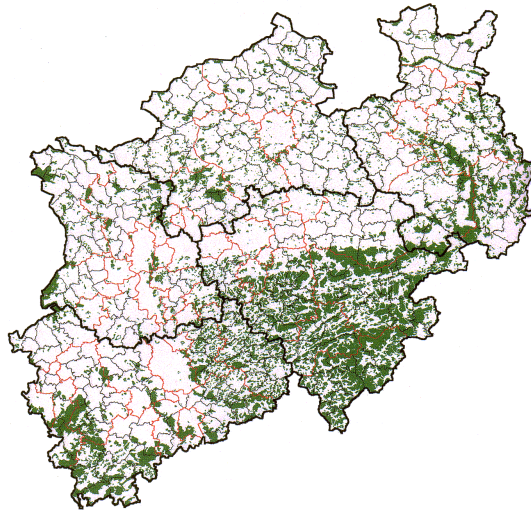


Abbildung 6.16: Waldbedeckung in NRW (Burggraaff 2000). Die dünnen Linien kennzeichnen Kreisgrenzen, die dicken Linien die Grenzen der Regierungsbezirke.

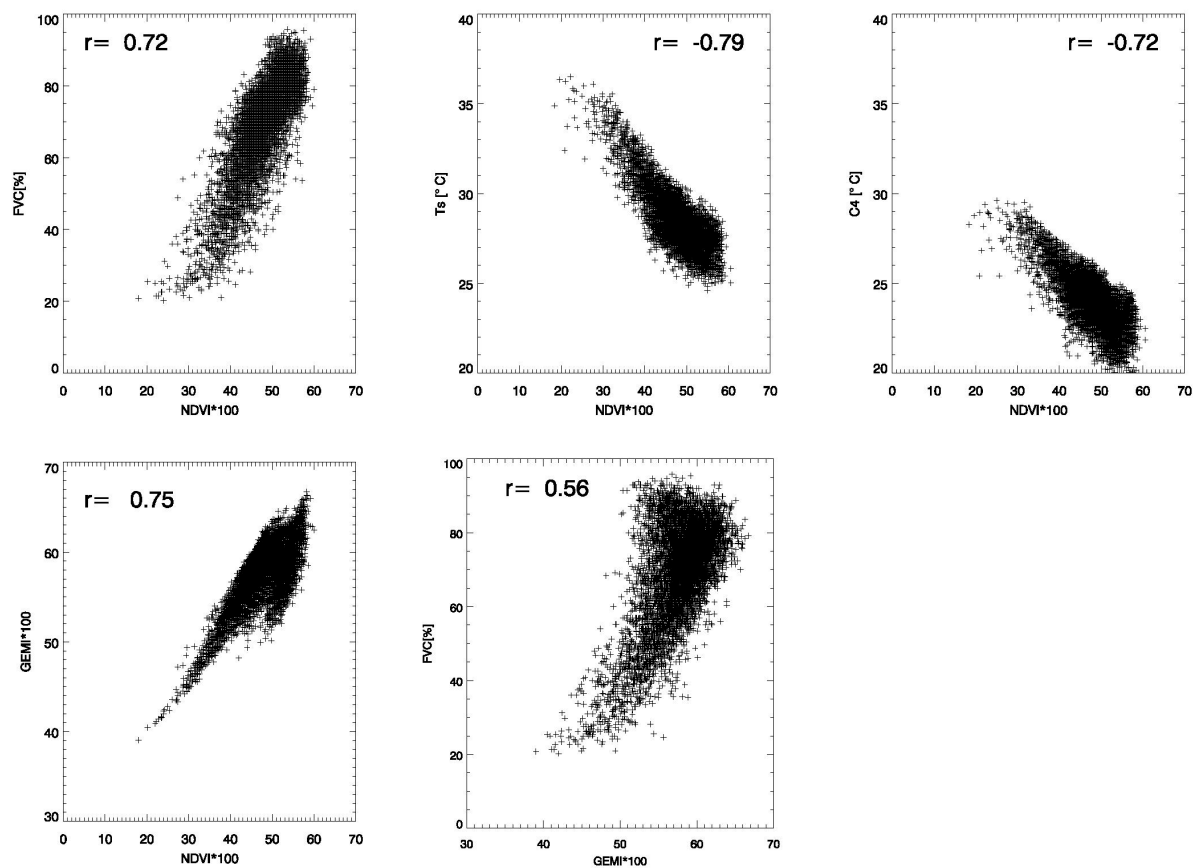


Abbildung 6.17: Streudiagramme zwischen FVC (1997) und den langjährigen Mittelwerten von sommerlichen NDVI, GEMI, T_8 und C_4 (1 km Auflösung)

Im folgenden soll nun überprüft werden, ob sich die Veränderungen der Landnutzung in den 90-er Jahren in den Satellitendaten widerspiegelt. Auf Grundlage von Abbildung 6.12 ist die Hypothese zu prüfen, ob die Zunahme der Siedlungsbereiche auf Kosten der Ackerflächen zu Abnahmen der Vegetationsindizes und steigenden Oberflächentemperaturen führt.

6.5 Tendenzen von Reflexionsgraden, Vegetationsindizes, Landnutzung und T_s zwischen 1989 und 2000

6.5.1 Effekte der Korrekturfunktionen

Die Abbildungen 6.18 bis 6.20 zeigen die Auswirkungen der Korrekturen des SUZ-Trends auf T_s , die Kanäle 1 und 2 sowie auf NDVI und GEMI. Dargestellt sind jeweils die Abweichungen des Mittelwertes von Nordrhein-Westfalen für die einzelnen Dekaden von deren langjährigem Mittel. Die obersten Kurven zeigen die Zeitreihen ohne Korrektur für den abnehmenden Sonnenzenitwinkel (im folgenden als ‚unkorrigiert‘ bezeichnet), darunter sind die für die Einstrahlungsbedingungen korrigierten Zeitreihen dargestellt (im folgenden als ‚korrigiert‘ bezeichnet). Die unteren Kurven zeigen die Differenzen. Die Trendlinien für NOAA 11 und NOAA 14 sind als durchgezogene Linien dargestellt. Die gestrichelten Linien der jeweils unteren Abbildung zeigen die Differenz der unkorrigierten Zeitserie zu den Korrekturen über den oberen bzw. unteren Vertrauensbereich der Korrekturfunktion (vgl. Tabelle 6.4). In Tabelle 6.5 sind die jeweiligen Trends und Angaben zu deren Signifikanz aufgelistet.

Der unkorrigierte Verlauf der Oberflächentemperatur zeigt für die Zeiträume von NOAA 11 und NOAA 14 deutlich die erwarteten signifikanten Abnahmen aufgrund der kontinuierlichen Verspätung der Überflugzeit der Satelliten. Während die Korrektur für NOAA 14 den Trend fast völlig beseitigt, bleibt für NOAA 11 ein signifikant negativer Verlauf (0,36 K / Jahr) bestehen, der allerdings deutlich schwächer als im unkorrigierten Fall (0,79 K / Jahr) ausfällt. Insgesamt ist der Verlauf der Zeitserie für den unkorrigierten Fall positiv (wenn auch nicht signifikant), während nach der Korrektur nur ein geringer und ebenfalls nicht signifikanter negativer Trend von ca. 0,01 K pro Jahr verbleibt.

Die unkorrigierten Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2 für NOAA 11 und NOAA 14 ($C_{1\text{ukorr},N11}$, $C_{2\text{ukorr},N11}$, $C_{1\text{ukorr},N14}$, $C_{2\text{ukorr},N14}$) nehmen mit der Umlaufdauer signifikant zu und zeigen damit sehr wahrscheinlich ebenfalls den Einfluss der kontinuierlichen Veränderung der Beobachtungsverhältnisse. Für NOAA 11 sind die Anstiege im Kanal 1 höher als in Kanal 2 ($dC_{1\text{ukorr},N11} > dC_{2\text{ukorr},N11}$); für NOAA 14 sind die Entwicklungen umgekehrt ($dC_{2\text{ukorr},N14} > dC_{1\text{ukorr},N14}$). Nach der Korrektur sind die Tendenzen $dC_{1\text{korrr},N11}$, $dC_{2\text{korrr},N11}$, $dC_{1\text{korrr},N14}$ und $dC_{2\text{korrr},N14}$ leicht negativ oder praktisch nicht vorhanden. Auswirkungen des Pinatubo-Ausbruchs (Juni 1991) zeigen sich in den Zeitreihen nicht.

Interessant sind die Auswirkungen der Korrekturen der Kanäle 1 und 2 auf NDVI und GEMI. Im unkorrigierten Fall zeigen beide Vegetationsindizes aufgrund der stärkeren Zunahmen von C_1 gegenüber C_2 eine abnehmende Tendenz für NOAA 11. Während der Umlaufdauer von NOAA 14 nehmen beide Vegetationsindizes ohne SUZ-Korrektur wegen des stärkeren Anstiegs von $C_{2\text{ukorr},N14}$ gegenüber $C_{1\text{ukorr},N14}$ zu. Durch die stärkere Gewichtung von C_2 sind die Zunahmen des GEMI dabei stärker als die des NDVI. Entsprechende Rückgänge des NDVI für NOAA 11 und Anstiege für NOAA 14 zeigen auch die Datenreihen von Gutman (1999a) bei einer Auflösung von 0,15° für den Biomtyp der borealen und temperierten Wälder.

Nach der hier vorgenommenen SUZ-Korrektur nimmt C_2 für den NOAA 11 - Zeitraum stärker ab als C_1 . Sowohl die Differenz ($dC_{2\text{korrr},N11} - dC_{1\text{korrr},N11}$) als auch die Summe ($dC_{2\text{korrr},N11} + dC_{1\text{korrr},N11}$) geht zwischen 1989 und 1994 zurück und es ergibt sich im Mittel praktisch keine Tendenz für den korrigierten NDVI während der NOAA 11-Periode. Demgegenüber bewirken die geringfügig stärkeren Abnahmen von $dC_{2\text{korrr},N11}$ gegenüber

$dC_{1\text{kor},N11}$ eine negative Tendenz des korrigierten GEMI. Während der Umlaufdauer von NOAA 14 wird $dC_{1\text{kor},N14}$ stärker reduziert als $dC_{2\text{kor},N14}$. Daraus resultiert für den NDVI ein stärkerer Anstieg als für die unkorrigierten Werte, während sich für den GEMI eine schwächere Zunahme als vor der Korrektur ergibt. Abbildung 6.21 zeigt den Einfluss der Verschiebungsvektoren im C_1 - C_2 - Koordinatensystem auf NDVI und GEMI.

Tabelle 6.5: Trend für die Reflexionsgrade (x =Jahr seit 1989) der Kanäle 1 und 2, der Oberflächen-temperatur sowie von NDVI und GEMI für NOAA11, NOAA14 und die gesamte Zeitreihe mit und ohne Korrektur für den Sonnenzenitwinkel

	NOAA11			NOAA14			Gesamt	
	Trend	Sig		Trend	Sig		Trend	Sig
C1 unkorrigiert	$y = -1.88 + 0.688 x$	**		$y = -3.13 + 0.335 x$	**		$y = -0.53 + 0.086 x$	**
C1 korrigiert	$y = 0.01 - 0.004 x$			$y = 2.43 - 0.266 x$	**		$y = 0.19 - 0.032 x$	
C2 unkorrigiert	$y = -1.69 + 0.526 x$	**		$y = -6.22 + 0.706 x$	**		$y = -1.11 + 0.184 x$	**
C2 korrigiert	$y = 0.84 - 0.277 x$	*		$y = 1.21 - 0.130 x$			$y = 0.33 - 0.043 x$	
NDVI unkorrigiert	$y = 3.36 - 1.451 x$	**		$y = -0.96 + 0.194 x$			$y = -0.44 + 0.072 x$	
NDVI korrigiert	$y = 0.58 - 0.162 x$	*		$y = -9.38 + 1.040 x$			$y = -0.50 + 0.097 x$	**
GEMI unkorrigiert	$y = 0.81 - 0.389 x$	**		$y = -4.22 + 0.500 x$	**		$y = -0.58 + 0.097 x$	*
GEMI korrigiert	$y = 1.92 - 0.623 x$	**		$y = -0.58 + 0.050 x$			$y = 0.60 - 0.090 x$	*
Ts unkorrigiert	$y = 1.73 - 0.792 x$	**		$y = 2.30 - 0.194 x$	**		$y = -0.18 + 0.029 x$	
Ts korrigiert	$y = 0.89 - 0.356 x$	**		$y = 0.55 - 0.036 x$			$y = 0.05 - 0.007 x$	*

Sig: Signifikanzniveau des Trends
 **: 1%
 *: 5%

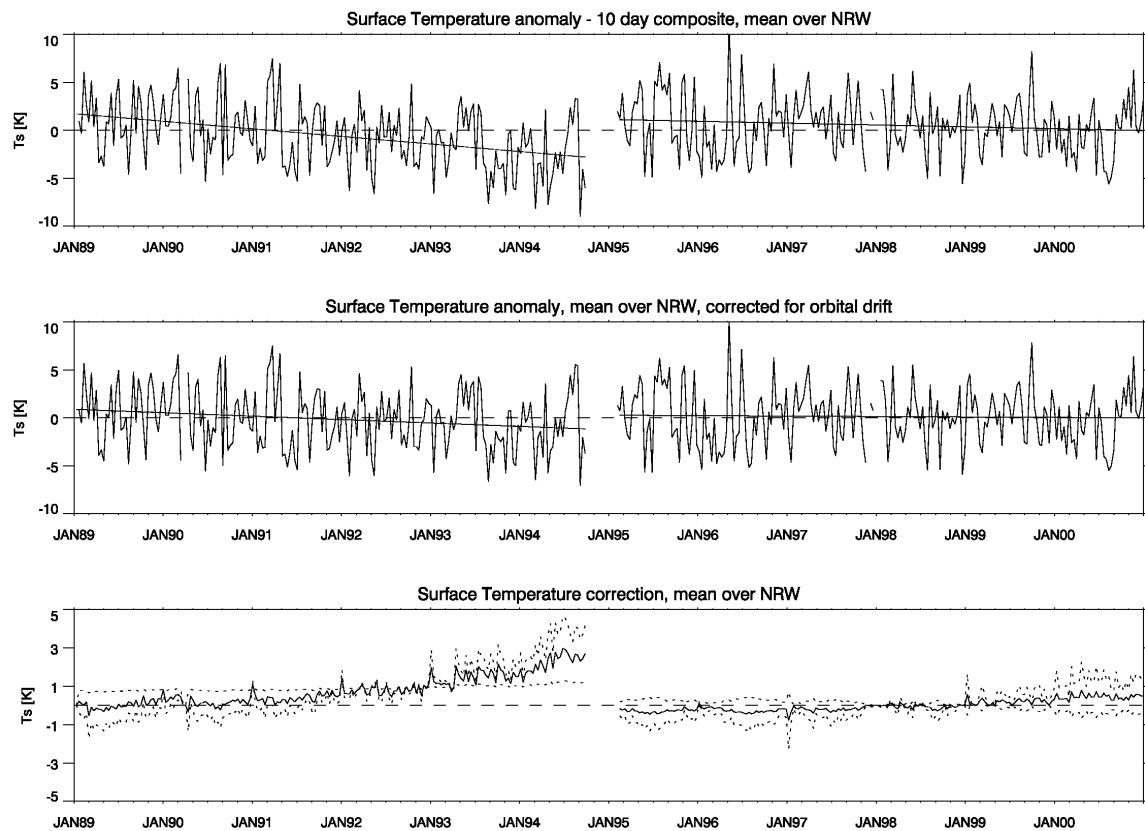


Abbildung 6.18: Verlauf der Oberflächentemperatur (NRW-Mittel) für NOAA11 und NOAA14. Oben: ohne Berücksichtigung des SUZ -Trends. Mitte: Korrektur über die Trends in Tabelle 6.4. Unten: Differenzen zwischen den beiden oberen Verläufen. Die gestrichelten Linien kennzeichnen die Differenz gegenüber der Korrektur an Hand der oberen bzw. unteren Grenze der Vertrauensbereiche der Regressionsgleichung (y_{k1} bzw. y_{k2} in Tabelle 6.4).

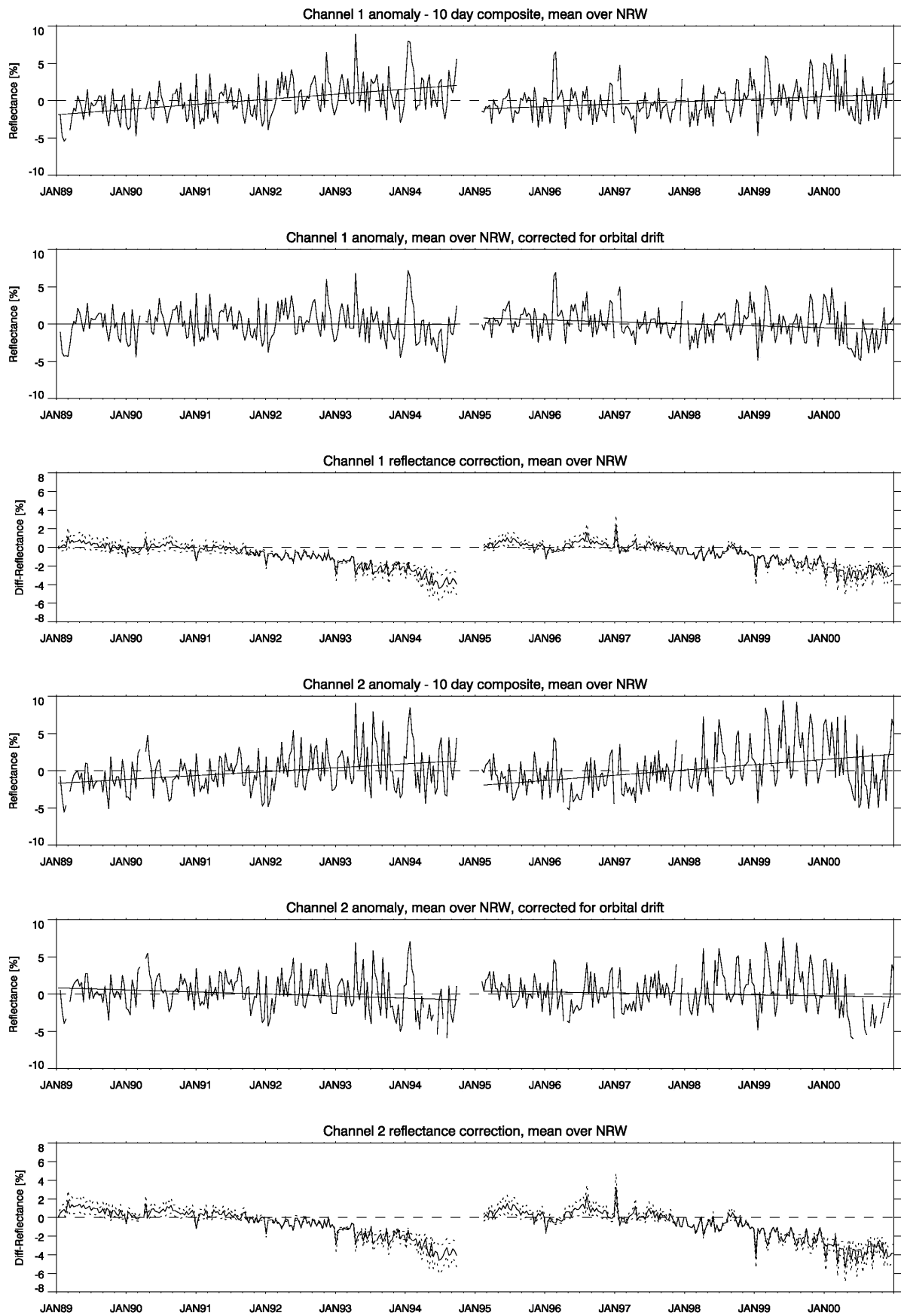


Abbildung 6.19: Wie Abbildung 6.18, aber für die Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2

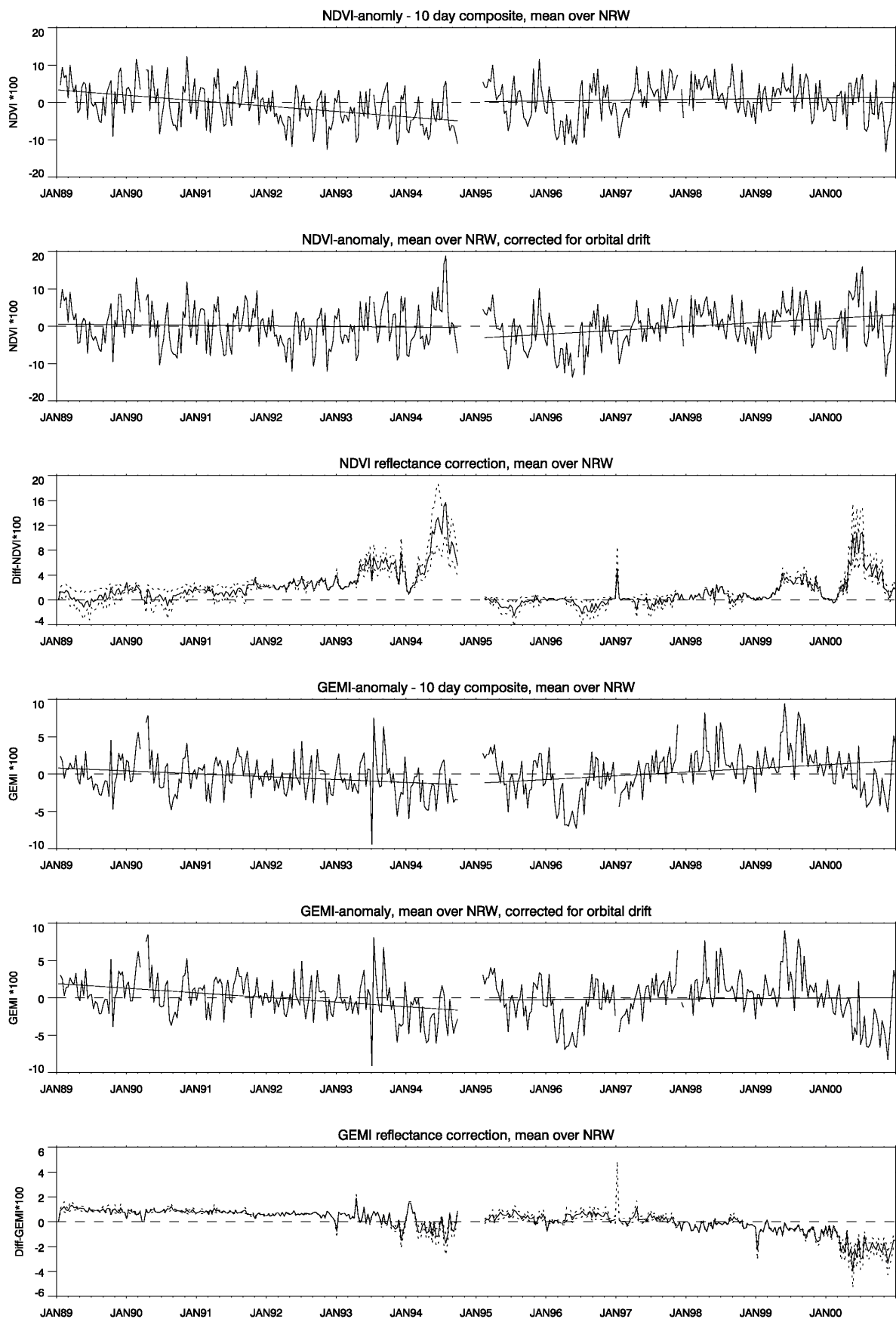


Abbildung 6.20: Wie Abbildung 6.18, aber für NDVI und GEMI. Die Korrekturen erfolgten für die Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2.

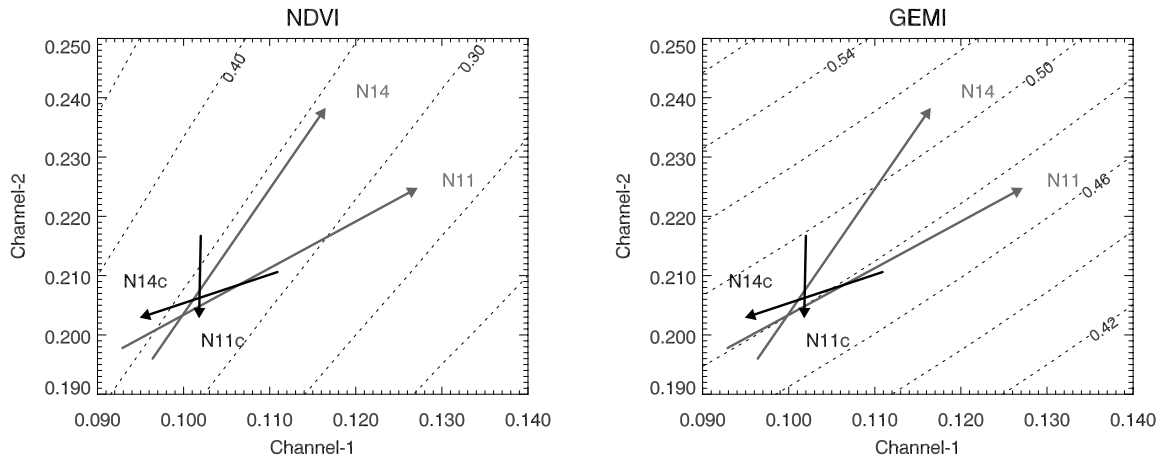


Abbildung 6.21: Änderungsvektoren von NDVI (links) und GEMI (rechts) für die Zeiträume von NOAA 11 und NOAA 14 mit (N11c bzw. N14c) und ohne (N11 bzw. N14) Korrektur des SUZ-Einflusses auf die Kanäle 1 und 2. Die Vektoren ergeben sich aus den Regressionsgleichungen für das NRW-Mittel (vgl. Tabelle 6.5).

6.5.2 Vergleiche von T_s mit T_{2m} - Werten von Klimastationen

Da zur Validierung der aus den Satellitendaten abgeleiteten Oberflächentemperaturen (T_s) keine Messwerte der Bodentemperatur zur Verfügung standen, wurden die Satellitenwerte mit den 2 m - Temperaturen (T_{2m}) der Klimastationen in Nordrhein-Westfalen verglichen. Bei einem solchen Vergleich wird davon ausgegangen, dass mit der Aufwärmung der Erdoberfläche zum Aufnahmezeitpunkt der Satellitendaten und dem daraus resultierenden fühlbaren Wärmefluss in die Atmosphäre ein deutlicher Zusammenhang zwischen T_s und T_{2m} existiert. Der Zusammenhang ist am deutlichsten an Strahlungstagen mit geringen Windbewegungen, wenn die Eigenschaften der Landoberfläche die Oberflächenenergiebilanz stark beeinflussen (Vogt et al. 1997).

Die T_s -Werte der maximal neun wolkenfreien Pixel um die jeweiligen Stationen wurden für diejenigen Dekaden gemittelt, für die mindestens vier unbewölkte Pixel vorlagen. Untersucht wurden neben den nach Kerr et al. (1992) abgeleiteten Oberflächentemperaturen (T_s) die für die Orbitabweichung korrigierten Daten (T_{sk}) und die Strahlungstemperaturwerte von Kanal 4 (C_4).

Als Vergleichswerte für die Satellitenwerte dienen für alle 10-Tagesperioden der AVHRR-Komposite die 14:30 Uhr Stationswerte mit den niedrigsten Bedeckungsgraden. Unberücksichtigt blieben Dekaden, die keine Messungen bei Bedeckungsgraden unter 50 % aufwiesen.

Zur Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen den an den Stationen gemessenen T_{2m} -Werten einerseits und C_4 , T_s und T_{sk} andererseits wurde das Bestimmtheitsmaß und der *Root Mean Square Error* (RMSE) bestimmt:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^n (T_{2m,i} - T_{SAT,i})^2} \quad (6-25)$$

wobei T_{SAT} entweder die Werte des Kanals 4 (C_4), der Bodentemperatur (T_s) oder der korrigierten Bodentemperatur (T_{sk}) sind. Da der RMSE anfällig für Ausreißer ist, wurde zusätzlich der *Mean Absolute Error* (MAE) berechnet:

$$MAE = \frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^n |T_{2m} - T_{SAT}| \quad (6-26)$$

Tabelle 6.6 zeigt den Zusammenhang zwischen gemessenen Luft- und den fernerkundeten Oberflächentemperaturwerten. Das Bestimmtheitsmaß ist mit Werten zwischen 0.80 und 0.86 für alle Stationen sehr ähnlich und erhöht sich meist leicht mit der Verarbeitung von C_4 über T_s zu T_{sk} . Die Fehlermaße zwischen Stations- und Satellitendaten nehmen in gleicher Weise deutlich ab. Demnach lassen sich die 2 m - Temperaturen aus den korrigierten Fernerkundungsdaten mit einer Genauigkeit von 3,0 K (MAE) bzw. 3,8 K (RMSE) abschätzen.

Tabelle 6.6: Zusammenhang zwischen den 2 m - Temperaturen der Stationen mit den Strahlungstemperaturen des Kanals 4 (C_4), den Oberflächentemperaturen (T_s) und den für die Satellitendrift korrigierten Oberflächentemperaturen (T_{sk})

	Höhe	C_4			T_s			T_{sk}		
	[m NN]	r^2	RMSE [K]	MAE [K]	r^2	RMSE [K]	MAE [K]	r^2	RMSE [K]	MAE [K]
HERTEN	60	0.85	5.95	5.09	0.85	3.73	3.00	0.86	3.69	2.99
HAGEN-FLEY	106	0.85	6.27	5.41	0.85	3.88	3.18	0.87	3.66	3.09
WUPPERTAL-BUCHENHOFEN	128	0.84	7.24	6.56	0.83	4.27	3.39	0.84	3.94	3.09
SOLINGEN	209	0.85	5.45	4.57	0.87	3.83	3.08	0.87	3.87	4.17
LEVERKUSEN	44	0.82	5.43	4.43	0.85	4.89	4.08	0.86	5.04	3.02
HEINSBERG-SCHLEIDEN	57	0.84	6.68	5.89	0.85	4.04	3.23	0.86	3.80	3.24
BOCHOLT-LIEDERN (WST)	21	0.84	6.04	5.19	0.85	4.15	3.41	0.86	3.94	2.88
GELDERN-WALBECK	40	0.85	6.41	5.63	0.86	3.87	3.10	0.87	3.63	2.77
ESSEN-BREDENEY (AWST)	153	0.84	6.28	5.46	0.84	3.72	2.96	0.86	3.49	3.49
DUESSELDORF (FLUGWEA)	37	0.86	5.79	4.89	0.87	4.37	3.56	0.88	4.28	3.10
RAHDEN-VARL	42	0.82	6.13	5.21	0.85	4.06	3.27	0.86	3.83	3.29
HERFORD	77	0.83	6.32	5.37	0.84	4.23	3.48	0.85	4.02	2.74
SALZUFLEN,BAD (WST)	135	0.84	6.20	5.35	0.84	3.70	2.97	0.85	3.46	2.68
SCHIEDER	155	0.85	6.59	5.85	0.85	3.82	2.93	0.86	3.52	2.89
LIPPSPRINGE,BAD (WST)	157	0.85	5.73	4.90	0.87	3.73	3.00	0.87	3.57	3.21
LIPPSTADT-BOEKENFOERDE	92	0.85	6.79	6.05	0.86	4.21	3.44	0.86	3.91	2.86
BORGENTREICH-BUEHNE	240	0.85	6.01	5.16	0.85	3.85	3.03	0.87	3.63	2.81
GUETERSLOH	72	0.84	6.12	5.33	0.87	3.69	2.92	0.87	3.54	2.85
BRILON	472	0.83	5.79	4.97	0.83	3.85	3.10	0.85	3.60	2.68
ESLOHE	325	0.86	6.69	6.04	0.86	3.84	2.95	0.87	3.53	2.27
KAHLER ASTEN	839	0.84	4.67	3.87	0.83	3.08	2.38	0.85	2.88	2.91
LENNESTADT-ALTENHUNDEM	300	0.84	7.41	6.69	0.85	4.12	3.23	0.86	3.76	2.66
WINTERBERG	681	0.80	4.78	3.95	0.81	3.41	2.71	0.84	3.26	2.66
BERLEBURG,BAD-STUENZEL	610	0.84	4.85	4.05	0.84	3.19	2.49	0.86	3.02	2.37
ELSDORF	85	0.84	6.47	5.61	0.83	4.26	3.14	0.83	4.13	2.97
AACHEN (WST)	202	0.81	5.78	4.80	0.84	4.67	3.83	0.84	4.75	3.88
KALL-SISTIG	508	0.80	5.88	4.95	0.82	3.92	3.05	0.83	3.70	2.86
KOELN-WAHN (FLUGWEWA)	92	0.83	6.79	5.94	0.84	3.87	3.02	0.85	3.64	2.82
EUSKIRCHEN	160	0.83	6.31	5.31	0.84	4.30	3.48	0.86	4.14	3.38
MITTELWERT		0.84	6.10	5.26	0.85	3.96	3.16	0.86	3.77	2.98

In Tabelle 6.7 sind die Trends der Anomalien von T_{2m} , T_s und den beiden korrigierten Oberflächentemperaturen T_{sk} und $T_{s\ k2}$ zwischen 1989 und 1999 dargestellt. Bei $T_{s\ k2}$ erfolgte die Korrektur über die maximale Regressionssteigung innerhalb des Vertrauensbereiches der Regression zwischen dem Cosinus des Sonnenzenitwinkels und den Temperaturanomalien (vgl. Tabelle 6.4). Der gemeinsame Verlauf der Anomalien der Stations- und Satellitendaten ist für die einzelnen Stationen in Anhang III dargestellt.

Der Zusammenhang der Veränderungen der Stations- und Satellitendaten (ausgedrückt als Korrelation zwischen den Abweichungen von ihrem langjährigen Mittel) ist mit ca. 33 % erklärter Varianz deutlich geringer als der zwischen den absoluten Temperaturwerten. Die für den Einfluss des Sonnenzenitwinkels korrigierten T_{sk} -Werte korrelieren im Mittel am besten

mit dem Verlauf von T_{2m} . Andererseits stimmen die zeitlichen Regressionskoeffizienten der stärker korrigierten T_{sk_2} -Werte besser mit denen von T_{2m} überein. Abbildung 6.22 zeigt exemplarisch den gemeinsamen Verlauf der 2 m - Temperatur mit den korrigierten (T_{sk}) und unkorrigierten (T_s) Daten für die Station Düsseldorf.

Tabelle 6.7: Trends von T_{2m} , T_s , T_{sk} und T_{sk_2} zwischen 1990 und 1999

	T_{2m} [K/Jahr]	Sig	T_s [K/Jahr]	r^2 (T_{2m} , T_s)	Sig	T_{sk} [K/Jahr]	r^2 (T_{2m} , T_{sk})	Sig	T_{sk_2} [K/Jahr]	r^2 (T_{2m} , T_{sk_2})	Sig
HERTEN	0.017		0.013	0.35		-0.049	0.38		-0.101	0.36	
HAGEN-FLEY	-0.052		0.112	0.39		0.053	0.44		0.002	0.41	
WUPPERTAL-BUCHENHOFEN	-0.075		0.089	0.34		0.028	0.37		-0.015	0.36	
SOLINGEN	-0.058		0.028	0.33		-0.035	0.35		-0.080	0.34	
LEVERKUSEN	-0.058		-0.023	0.32		-0.083	0.36		-0.138	0.34	
HEINSBERG-SCHLEIDEN	-0.073		0.041	0.31		-0.011	0.33		-0.055	0.32	
BOCHOLT-LIEDERN	-0.068		-0.004	0.30		-0.060	0.33		-0.109	0.31	
GELDERN-WALBECK	-0.037		0.074	0.30		0.021	0.31		-0.031	0.30	
ESSEN-BREDENEY	-0.069		0.075	0.36		0.018	0.39		-0.032	0.37	
DUESSELDORF	-0.103	-	0.051	0.33		-0.007	0.37		-0.061	0.35	
RAHDEN-VARL	-0.040		0.156	0.32	+++	0.092	0.35	+	0.044	0.33	
HERFORD	-0.071		0.195	0.26	+++	0.127	0.28	+++	0.077	0.28	
SALZUFLEN,BAD	-0.134	-	0.244	0.30	++	0.182	0.31	+	0.132	0.32	
SCHIEDER	-0.040		0.092	0.35	++	0.032	0.36		-0.014	0.35	
LIPPSPRINGE,BAD	-0.096	-	0.049	0.38		-0.015	0.40		-0.060	0.39	
LIPPSTADT-BOEKENFOERDE	-0.054		0.260	0.39		0.197	0.42		0.154	0.41	
BORGENTREICH-BUEHNE	-0.046		0.086	0.35	+	0.032	0.38		-0.015	0.36	
GUETERSLOH	-0.072		-0.088	0.34	-	-0.147	0.36	---	-0.195	0.34	---
BRILON	-0.081		0.341	0.39	+	0.293	0.42		0.240	0.40	
ESLOHE	-0.068		0.203	0.34		0.147	0.36		0.104	0.34	
KAHLER ASTEN	-0.127	--	0.130	0.33	+++	0.090	0.37	++	0.033	0.35	
LENNESTADT-ALTENHUNDEM	-0.064		0.147	0.39		0.090	0.41		0.041	0.40	
WINTERBERG	-0.085		0.130	0.32	+++	0.092	0.35	++	0.031	0.33	
BERLEBURG,BAD-STUENZEL	-0.066		0.245	0.29		0.195	0.31		0.154	0.29	
ELSDORF	-0.054		0.125	0.29	++	0.067	0.31		0.022	0.30	
AACHEN	-0.053		-0.001	0.36		-0.059	0.39		-0.109	0.37	--
KALL-SISTIG	-0.132	--	-0.008	0.28		-0.049	0.31		-0.092	0.29	-
KOELN-WAHN	-0.045		0.026	0.31		-0.028	0.33		-0.078	0.32	
EUSKIRCHEN	-0.028		0.016	0.27		-0.039	0.32		-0.088	0.29	-
SIEGEN	-0.042		0.147	0.32		0.089	0.37		0.033	0.33	
MITTELWERT	-0.066		0.098	0.33		0.042	0.36		-0.007	0.34	

Sig: Signifikanzniveau des Trends - / + 10% negativ / positiv -- / ++ 5% negativ / positiv --- / +++ 1% negativ / positiv

Zusammenfassend lassen sich aus dem Vergleich zwischen den Satellitendaten und den T_{2m} -Werten der Klimastationen folgende Schlüsse ziehen: Durch die Filterung der Daten auf geringe Bewölkung und geringe atmosphärische Beeinflussung ergibt sich, begünstigt durch den gemeinsamen Einfluss des Jahresganges, ein enger Zusammenhang zwischen den Temperaturen der Oberfläche und in 2 m Höhe. Zu berücksichtigen ist, dass Punktmessungen mit Flächenmitteln von immerhin 9 km² verglichen werden und die Messungen von verschiedenen Tagen innerhalb des 10-Tages Zeitraumes stammen können. Die Zunahme der Korrelationen und die Abnahme der Fehler zu den Stationsdaten deuten darauf hin, dass mit dem *Split-Window* - Verfahren zur Korrektur für atmosphärische Einflüsse und Emissivität (T_s) sowie durch die Korrektur für den SUZ-Trend (T_{sk}) Verbesserungen der Oberflächentemperaturen erreicht wurden.

Die T_{2m} - und T_{sk} -Anomalien zwischen 1989 und 1999 stimmen in ihrem Verlauf weniger gut überein (Abbildung 6.22 und Anhang III). Der Vergleich zwischen korrigierten und unkorrigierten Satellitendaten zeigt aber auch hier bessere Übereinstimmungen nach der Korrektur für die Orbitaldrift; insbesondere zwischen Mitte 1993 und Ende 1994, wenn die Abweichungen des SUZ am deutlichsten sind.

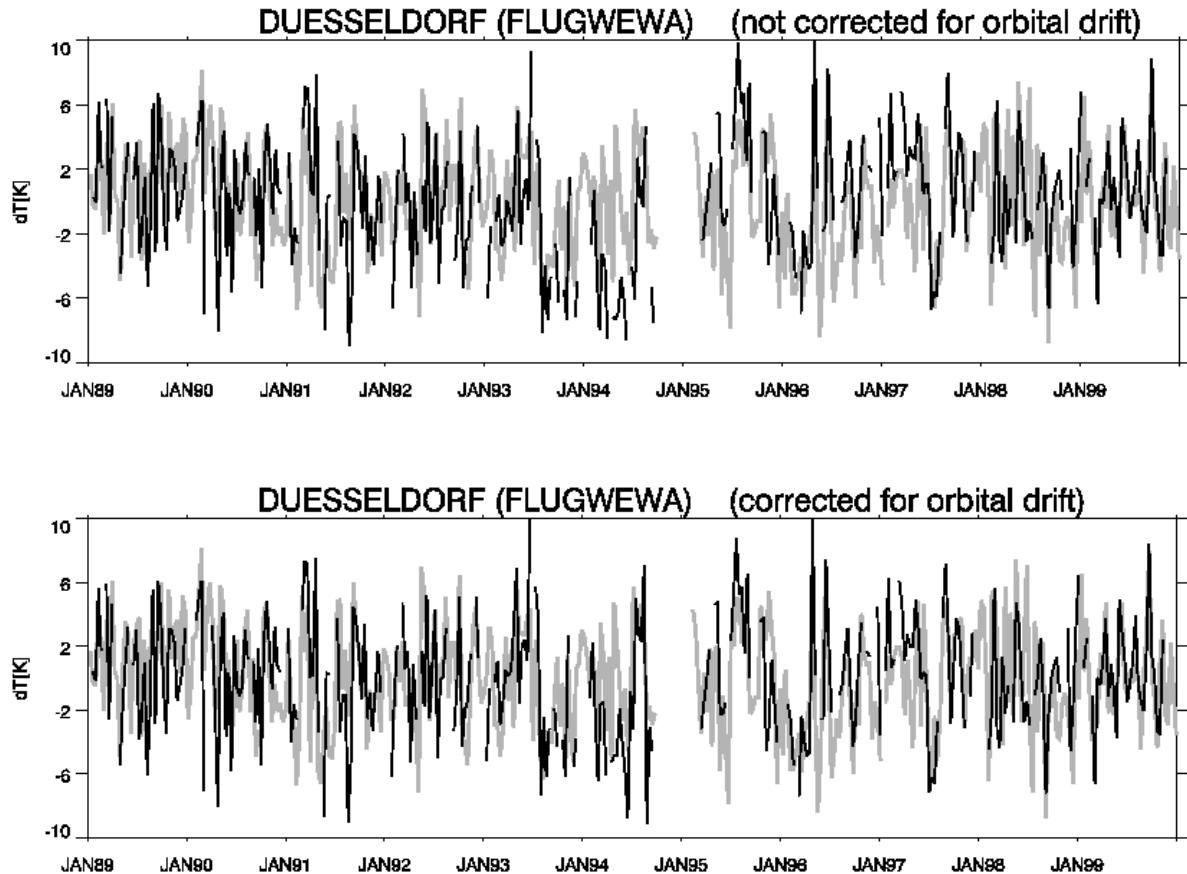


Abbildung 6.22: Verlauf von T_{2m} (graue durchgezogene Linie) und unkorrigierten (T_s , oben) bzw. korrigierten Oberflächentemperaturen (T_{sk} , unten). Dargestellt sind die Abweichungen vom langjährigen Mittel.

Für die meisten Stationen ergibt sich zwischen 1989 und 2000 weder für T_{2m} noch für die Satellitendaten ein signifikanter Trend. Tendenziell sind die Entwicklungen der über den Bewölkungsgrad gefilterten T_{2m} -Werte für die meisten Stationen negativ, die der T_s -Anomalien überwiegend positiv. Mit der Korrektur des SUZ-Einflusses gehen die positiven Tendenzen der Satellitendaten zurück und werden bei Berücksichtigung der maximal ableitbaren Korrekturfunktion (T_{sk_2}) für die meisten Stationen negativ. Diskrepanzen zwischen T_{2m} und T_s zeigt insbesondere die Station Kahler Asten mit signifikanten Abnahmen von T_{2m} und gleichzeitig signifikanten T_s -Zunahmen. Möglicherweise sind die Stationsdaten auf Grund der starken Varianz der Geländehöhe nicht repräsentativ für das 9 km^2 - Fenster des Satellitenbildausschnittes. Die hohe Korrelation zwischen beiden Parametern deutet allerdings nicht in diese Richtung. Auffallend sind für diese Station große bewölkungsbedingte Lücken in der Satellitenbildzeitreihe. Insgesamt zeigen die Trends der Klimastationen keine räumlichen Unterschiede, während nach den Satellitendaten in den östlichen Landesteilen eher signifikante Temperaturzunahmen bestehen (Abbildung 6.23). Für die betrachteten Stationen ist der Einfluss möglicher Trends demnach zu gering oder der Beobachtungszeitraum zu kurz, um aus dem Verlauf der Satelliten- oder Stationswerte eindeutige Aussagen über mögliche Tendenzen zu ziehen.

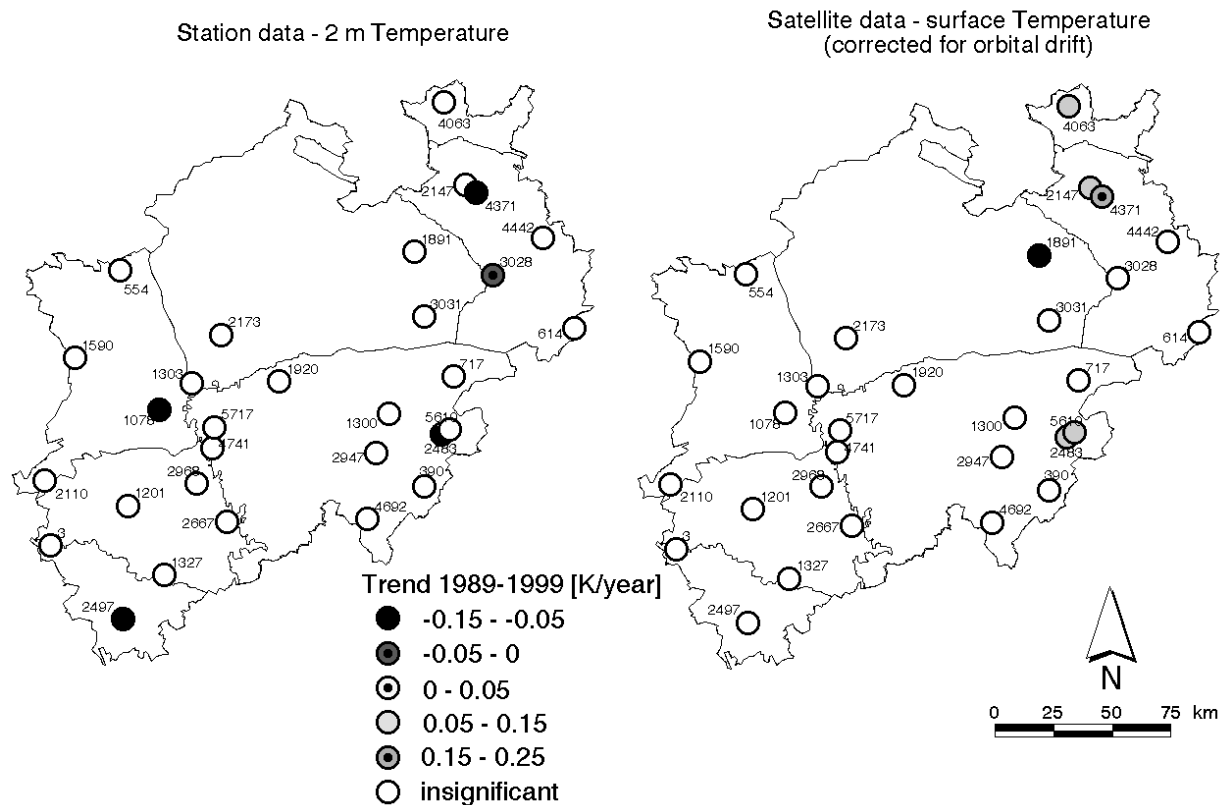


Abbildung 6.23: Trends von T_{2m} und T_{sk} für die Stationen in NRW

6.5.3 Zusammenhang der Tendenzen von Reflexionsgraden, Vegetationsindizes, Landnutzung und T_s in NRW zwischen 1989 und 2000

Abbildung 6.24 zeigt die über NRW gemittelten C_1 -, C_2 -, NDVI- und GEMI-Werte für März bis Mai, Juni bis August und September bis November (vgl. auch Anhang IV). Dargestellt sind jeweils die korrigierten und unkorrigierten Werte der einzelnen Jahre.

Die hohen C_2 -Werte im Frühjahr 1990 (und damit auch die erhöhten NDVI- bzw. GEMI-Werte) erklären sich aus fehlenden Daten für März. Die unkorrigierten Werte der Kanäle 1 und 2 zeigen im allgemeinen mit der Umlaufdauer des Satelliten (zwischen 1989 und 1994 bzw. zwischen 1995 und 2000) ansteigende Werte. Die jeweils letzten Betriebsjahre der Satelliten weichen allerdings im Frühjahr und Sommer von diesem Trend ab. Wegen der extremen Sonnenzenitwinkel ergeben die Korrekturen dann sehr niedrige Werte.

Während sich die Korrekturen der Kanäle 1 und 2 auf den GEMI nur schwach auswirken, ergeben sich für den NDVI deutliche Effekte. Im Frühjahr und Herbst zeigen sich Abnahmen des unkorrigierten NDVI zwischen 1991 und 1994 sowie zwischen 1998 und 2000, die durch die SUZ-Korrektur neutralisiert werden. Im Sommer sind diese Tendenzen weniger deutlich und die NDVI-Korrektur ergibt für den Sommer 1994 extrem hohe Werte.

Die von Shabanov et al. (2000) anhand des globalen Pathfinder Datensatzes berichteten Zunahmen des NDVI in Bereichen nördlich von 45° N zwischen 1981 und 1994 und die Ausweitung der Vegetationsperiode durch früheren Vegetationsbeginn und spätere Vegetationsruhe lässt sich anhand der Daten für NRW nicht nachvollziehen (vgl. Anhang IV). Allerdings zeigen die sommerlichen NDVI- und GEMI-Werte eine tendenzielle Zunahme

zwischen 1994 und 1999. Auffällig sind die deutlich niedrigeren Werte des GEMI und des unkorrigierten NDVI für 2000.

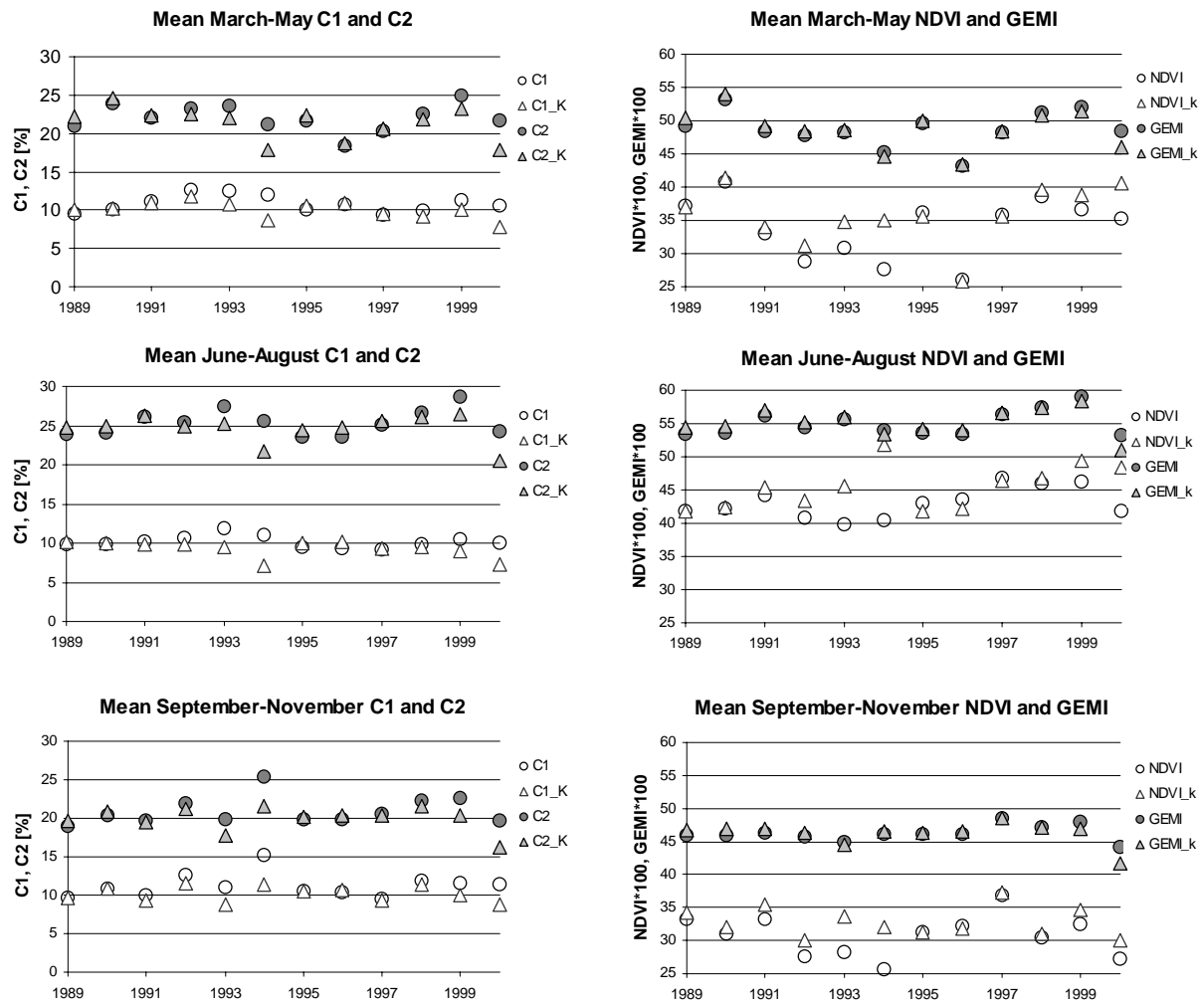


Abbildung 6.24: Frühjahrs-, Sommer- und Herbstmittel von C_1 , C_2 , NDVI und GEMI in NRW zwischen 1989 und 2000. Index k bezeichnet die für den abnehmenden Sonnenzenitwinkel korrigierten Werte.

Abbildung 6.24 verdeutlicht somit auch die verbleibenden Unsicherheiten im Zusammenhang mit der durchgeführten Korrektur für die veränderten Sonnenstände. Im Frühjahr und Sommer der jeweils letzten Einsatzjahre von NOAA 11 und NOAA 14 sind die Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2 trotz extremer Zenitwinkel relativ gering und die Korrekturen führen dann zu extrem niedrigen Werten. Diese Jahre werden daher nicht weiter betrachtet.

Im folgenden sollen die räumlichen Muster der Tendenzen der Satellitensignale verglichen werden. Um störende Einflüsse wie die Variabilität der atmosphärischen Zusammensetzung und BRDF-Effekte weiter zu minimieren, wird die Zeitreihe in die Perioden 1989 - 1993 und 1995 - 1999 aufgeteilt, für die im folgenden die monatlichen Mittelwerte zwischen Mai und September betrachtet werden. Die beiden Perioden sind durch ähnliche Beobachtungsgeometrien gekennzeichnet (Abbildung 6.7).

Die Abbildungen 6.25 und 6.26 zeigen die Differenzen dieser beiden Perioden für NDVI, GEMI, T_s , C_1 und C_2 . Abgebildet sind wiederum die hinsichtlich des SUZ-Einflusses korrigierten bzw. unkorrigierten Werte. Zum Vergleich werden jeweils zusätzlich die Änderungen des Vegetationsbedeckungsgrades nach den Landnutzungsdaten des Liegenschaftskatasters zwischen 1989 und 1997 gezeigt. Um die Vergleichbarkeit zwischen den

Satelliten- und den Landnutzungsdaten zu erhöhen, wurden die Werte der Satellitendaten für die einzelnen Gemarkungen gemittelt.

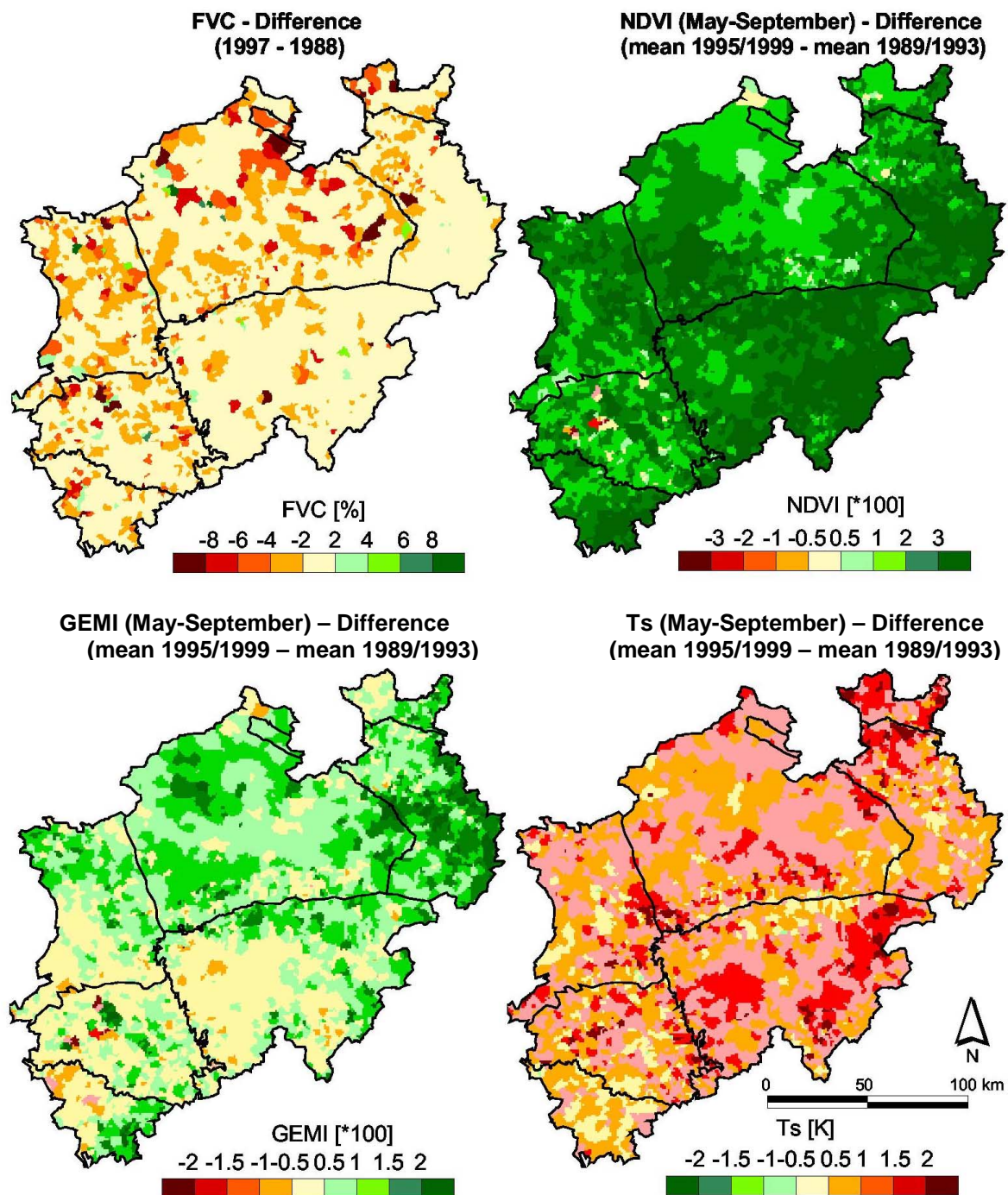


Abbildung 6.25: Differenzen des FVC aus den Liegenschaftsdaten zwischen 1988 und 1997 sowie von NDVI, GEMI, T_s , C_1 und C_2 zwischen den Mittelwerten der Perioden 1989-1993 und 1995-1999 (jeweils ohne Korrekturen für die Abweichung des Sonnenzenitwinkels)

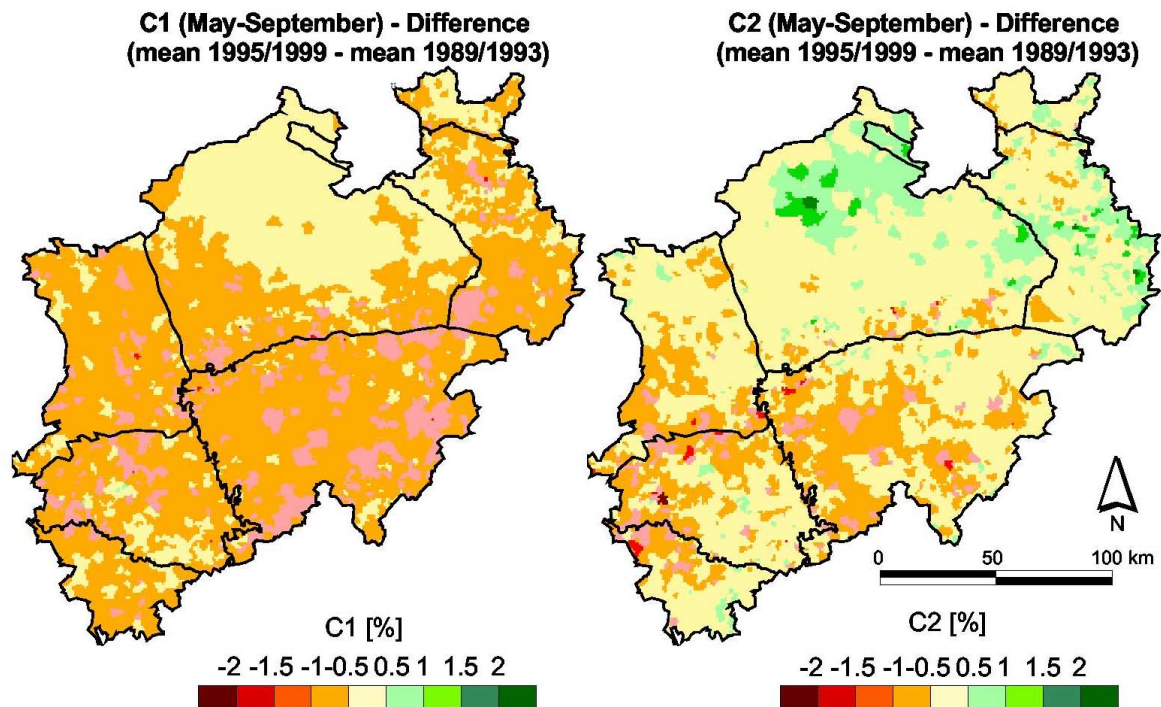


Abbildung 6.25 (Fortsetzung): Differenzen des FVC aus den Liegenschaftsdaten zwischen 1988 und 1997 sowie von NDVI, GEMI, T_s , C_1 und C_2 zwischen den Mittelwerten der Perioden 1989-1993 und 1995-1999 (jeweils ohne Korrekturen für die Abweichung des Sonnenzenitwinkels)

Die Differenz des FVC aus den Daten des Liegenschaftskatasters zwischen 1988 und 1997 zeigt die deutlichsten Effekte der Urbanisierung im Norden der Westfälischen Bucht und geringere Änderungen im Bereich der Mittelgebirge. Der ‚unkorrigierte‘ NDVI nimmt demgegenüber zwischen den Perioden 1989 - 1993 und 1995 - 1999 fast landesweit zu und nur für die Flächen des aktiven Braunkohletagebaus westlich von Köln ab. Die NDVI-Zunahmen sind allerdings in Bereichen mit deutlicher FVC-Abnahme geringer als in den übrigen Landesteilen. Für den GEMI ergeben sich unterschiedliche Differenzmuster. Insbesondere zeigen sich in den Waldbereichen des Süderberglandes und der Nordeifel sowie in der Niederrheinischen Bucht im Gegensatz zum NDVI kaum Zunahmen. Die Ursache lässt sich wiederum aus den Kanälen 1 und 2 ableiten. Der NDVI reagiert auf die Abnahmen des Kanals 1 in den südlichen Landesteilen mit Zunahmen, obwohl C_2 im gleichen Bereich ebenfalls abnimmt. Wie der NDVI steigt der GEMI im Bereich der Westfälischen Bucht aufgrund der Zunahmen von C_2 an. Die Rückgänge von C_1 im Süden des Landes werden beim GEMI aber durch die gleichzeitigen Verringerungen von C_2 kompensiert. Die T_s -Differenzen zwischen beiden Perioden zeigen ohne Berücksichtigung des Sonnenzenitwinkleinflusses höhere Werte für die zweite Hälfte der 90-er Jahre.

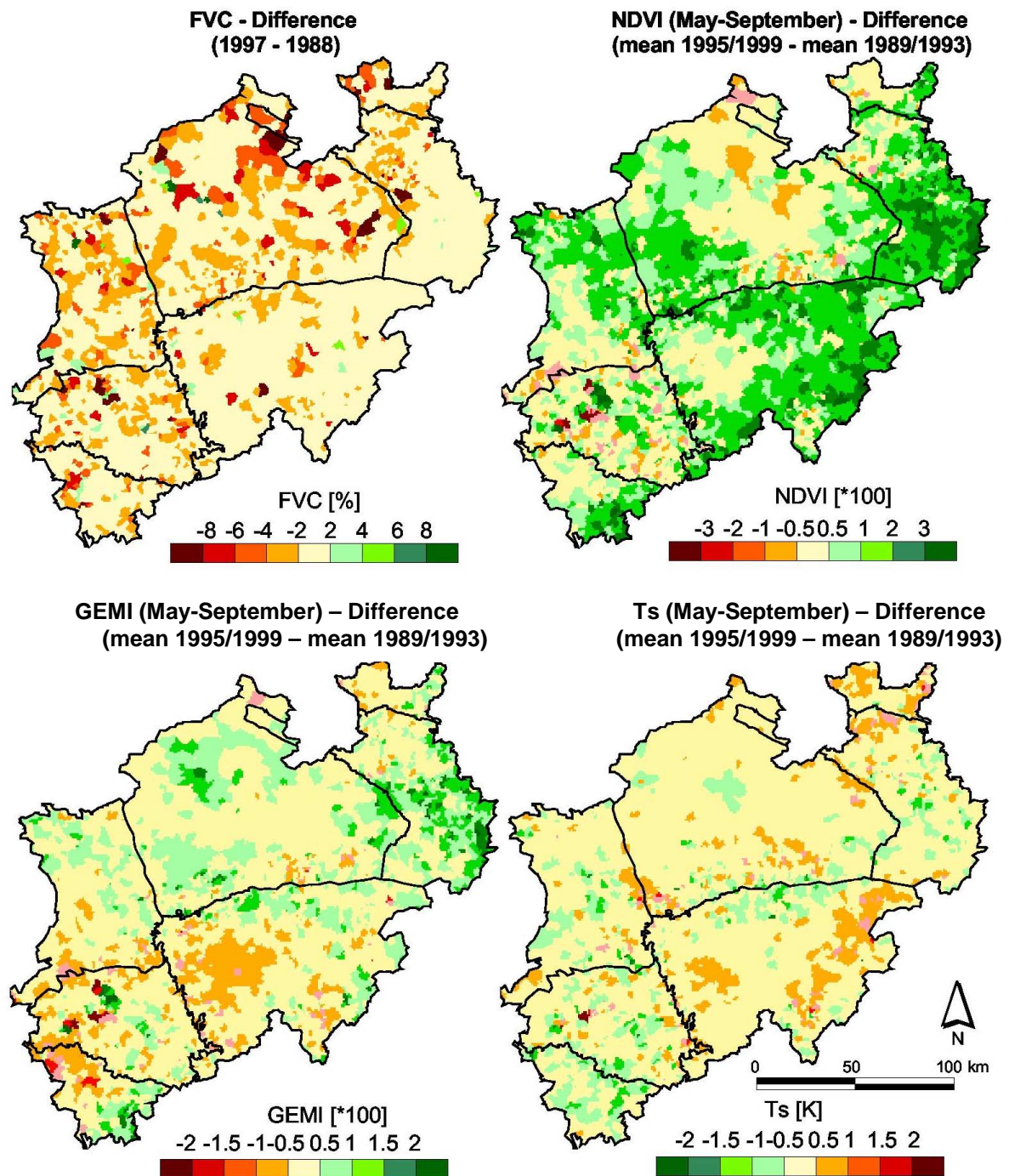


Abbildung 6.26: Differenzen des FVC aus den Liegenschaftsdaten zwischen 1988 und 1997 sowie von NDVI, GEMI, T_s , C_1 und C_2 zwischen den Mittelwerten der Perioden 1989-1993 und 1995-1999 (jeweils mit Korrekturen für die Abweichung des Sonnenzenitwinkels)

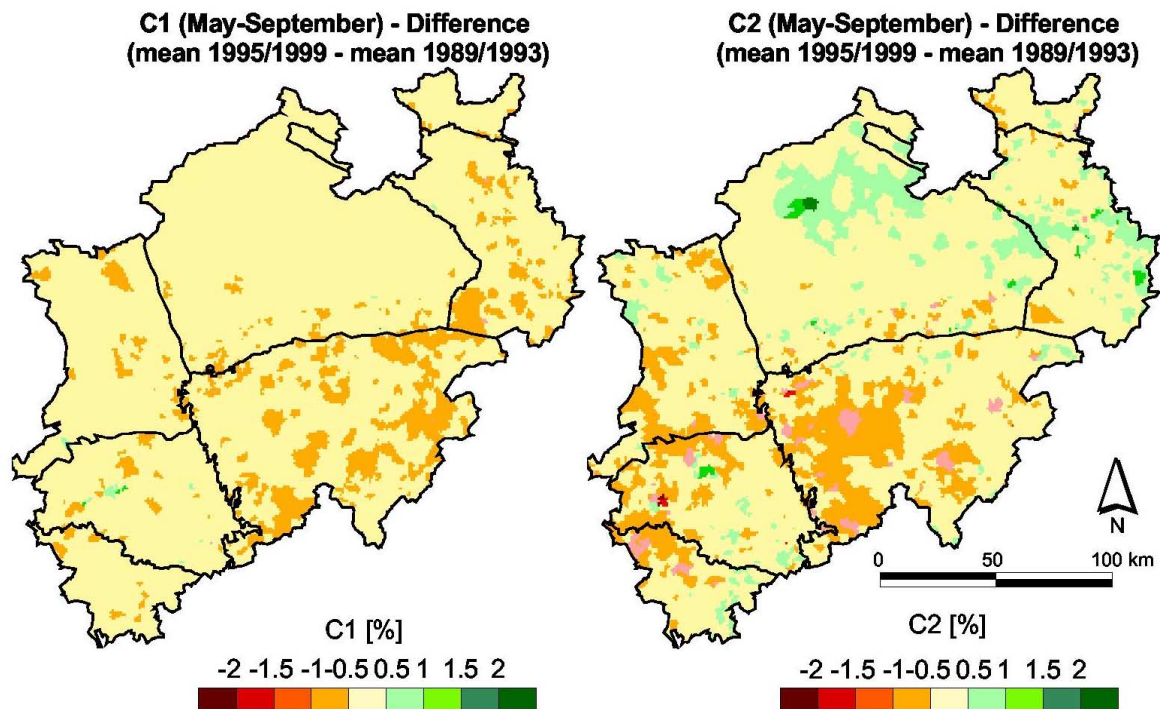


Abbildung 6.26 (Fortsetzung): Differenzen des FVC aus den Liegenschaftsdaten zwischen 1988 und 1997 sowie von NDVI, GEMI, T_s , C_1 und C_2 zwischen den Mittelwerten der Perioden 1989-1993 und 1995-1999 (jeweils mit Korrekturen für die Abweichung des Sonnenzenitwinkels)

Die Abnahmen des C_1 zwischen beiden Perioden sind nach der Beseitigung des SUZ-Trends erheblich geringer, während sich bei C_2 kaum Unterschiede ergeben. Durch die geringeren C_1 -Differenzen gehen auch die Zunahmen des NDVI deutlich zurück. Gerade in Bereichen starker Landnutzungsänderungen werden nach der Berücksichtigung des Einflusses des Sonnenzenitwinkels auch abnehmende NDVI-Werte deutlich. Auf den GEMI haben die Korrekturen einen geringeren Einfluss, da dieser stärker von C_2 bestimmt wird.

Auch die Oberflächentemperaturen weisen nach der Beseitigung des Trends des Sonnenzenitwinkels deutlich geringere Differenzen auf. Es ergeben sich nun in einigen Bereichen auch Temperaturabnahmen, ohne dass die räumlichen Muster einen Zusammenhang mit den Landnutzungsänderungen nach den Liegenschaftskatasterdaten aufweisen.

Wie das räumliche Muster der Abbildung 6.26 zeigt das Streudiagramm zwischen den Änderungen des FVC und des korrigierten NDVI einen leichten positiven Zusammenhang (Abbildung 6.27). Hohe Korrelationen zwischen beiden Parametern sind aufgrund des unterschiedlichen zeitlichen Bezugs, der unterschiedlichen räumlichen Auflösung der Daten und des Einflusses überregionaler klimatischer Einflüsse auf den NDVI nicht zu erwarten. Daher kann zunächst vermutet werden, dass der gemeinsame Anteil der FVC- und NDVI-Änderungen den Effekt der Landnutzungsänderungen auf den NDVI widerspiegelt.

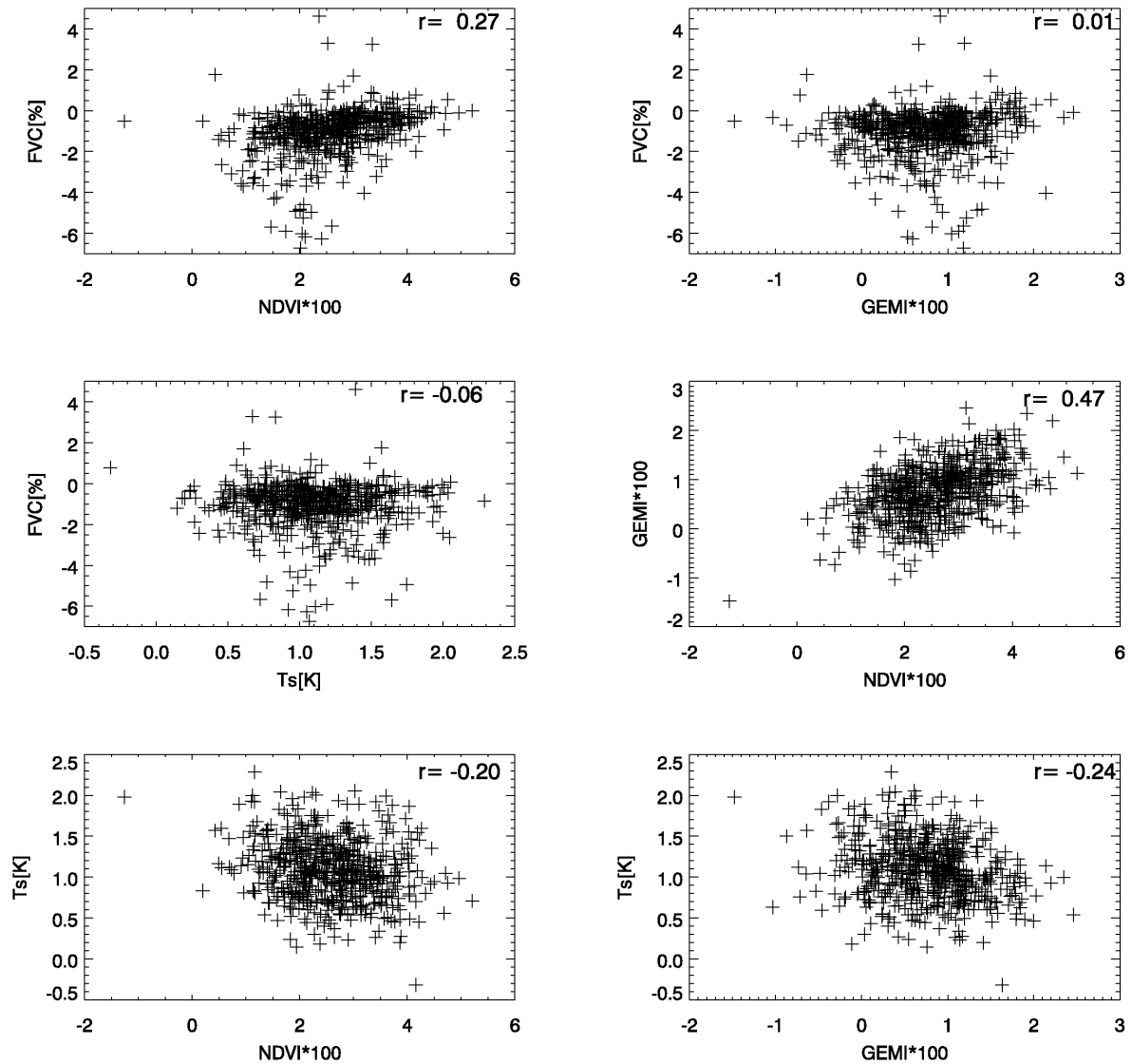


Abbildung 6.27: Zusammenhänge zwischen den FVC-, NDVI-, T_s - und GEMI- Änderungen zwischen den Mitteln der Perioden 1995-1999 und 1989-1993 und einer räumlichen Auflösung von 9 km

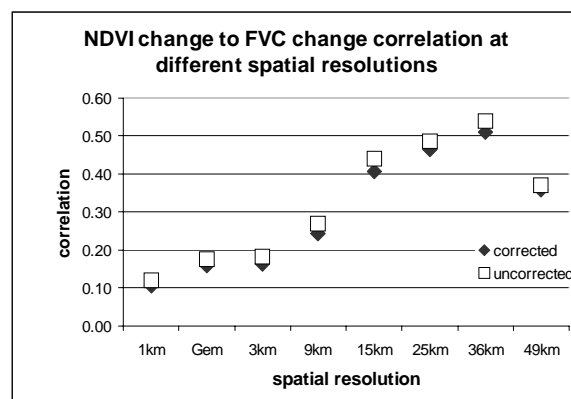


Abbildung 6.28: Korrelationen zwischen FVC- und NDVI- Änderungen (SUZ-korrigiert) auf verschiedenen räumlichen Aggregationsebenen (Gem: auf Gemarkungsflächen aggregiert)

Andererseits kann der Zusammenhang zwischen beiden Parametern auch auf unterschiedliche Effekte zurückzuführen sein. Beispielsweise können überregionale klimatische Einflüsse die Vegetation im Tiefland anders beeinflussen als in den Mittelgebirgen. Da der Nutzungswandel in beiden Landschaften ebenfalls deutlich unterschiedliche Tendenzen aufweist, ergeben sich dann räumliche Zusammenhänge der FVC- und NDVI-Änderungen, die nicht auf gemeinsamen Ursachen beruhen. Tatsächlich zeigt Abbildung 6.28, dass der Korrelationskoeffizient bei einer Verringerung der räumlichen Auflösung bis auf eine Rastergröße von 36 x 36 km kontinuierlich zunimmt. Gegen einen kausalen Zusammenhang zwischen den Landnutzungsänderungen und den Änderungen der Satellitensignale spricht auch, dass die Korrelationen zwischen FVC- und NDVI-Änderungen nicht mit zunehmender Zeitdauer ansteigen (Abbildung 6.29), und dass C_2 und GEMI in Bereichen mit deutlichen FVC-Abnahmen zunehmen.

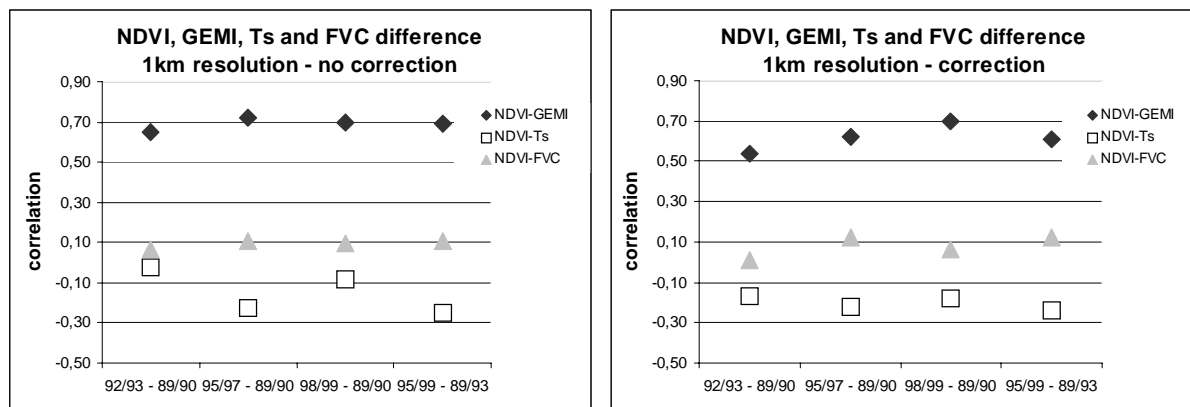


Abbildung 6.29: Korrelationen zwischen FVC-, NDVI-, T_s - und GEMI- Änderungen für verschiedene Zeitabschnitte

Abbildung 6.30 zeigt die für die SUZ-Trends korrigierten NDVI-Werte der Perioden 1989 bis 1993 und 1995 bis 1999 sowie deren Differenzen im überregionalen Bereich. Deutliche Abnahmen sind insbesondere in den Niederlanden, dem Westen Niedersachsens, dem Norden Nordrhein-Westfalens und den südlichen Bereichen des Ausschnittes (Belgien, Lothringen, Luxemburg und Rheinland-Pfalz) zu verzeichnen. Demgegenüber nehmen die NDVI-Werte in den östlichen Bereichen (Hessen, Thüringen) eher zu. Die Unterschiede zwischen beiden Perioden sind im Verhältnis zu den Schwankungen innerhalb der Perioden wenig signifikant. Bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % zeigen nur die Bereiche der unteren rechten Darstellung von Abbildung 6.30 signifikante Änderungen zwischen beiden Zeitabschnitten. Deutlich wird ein Gradient mit Abnahmen im nordöstlichen und Zunahmen im südwestlichen Teil des Ausschnittes. In Nordrhein-Westfalen zeigen insbesondere die Braunkohlereviere westlich von Köln deutliche Rückgänge der Vegetation.

Ähnlich sind die Ergebnisse für den korrigierten GEMI (Abbildung 6.31). Auch hier sind signifikante Differenzen in Nordrhein-Westfalen in erster Linie in den Tagebaubereichen zu verzeichnen. Die restlichen kleinflächigen Bereiche in NRW mit signifikanten Rückgängen der Vegetationsindizes lassen sich nicht mit Landnutzungsänderungen nach dem Liegenschaftskataster in Zusammenhang bringen.

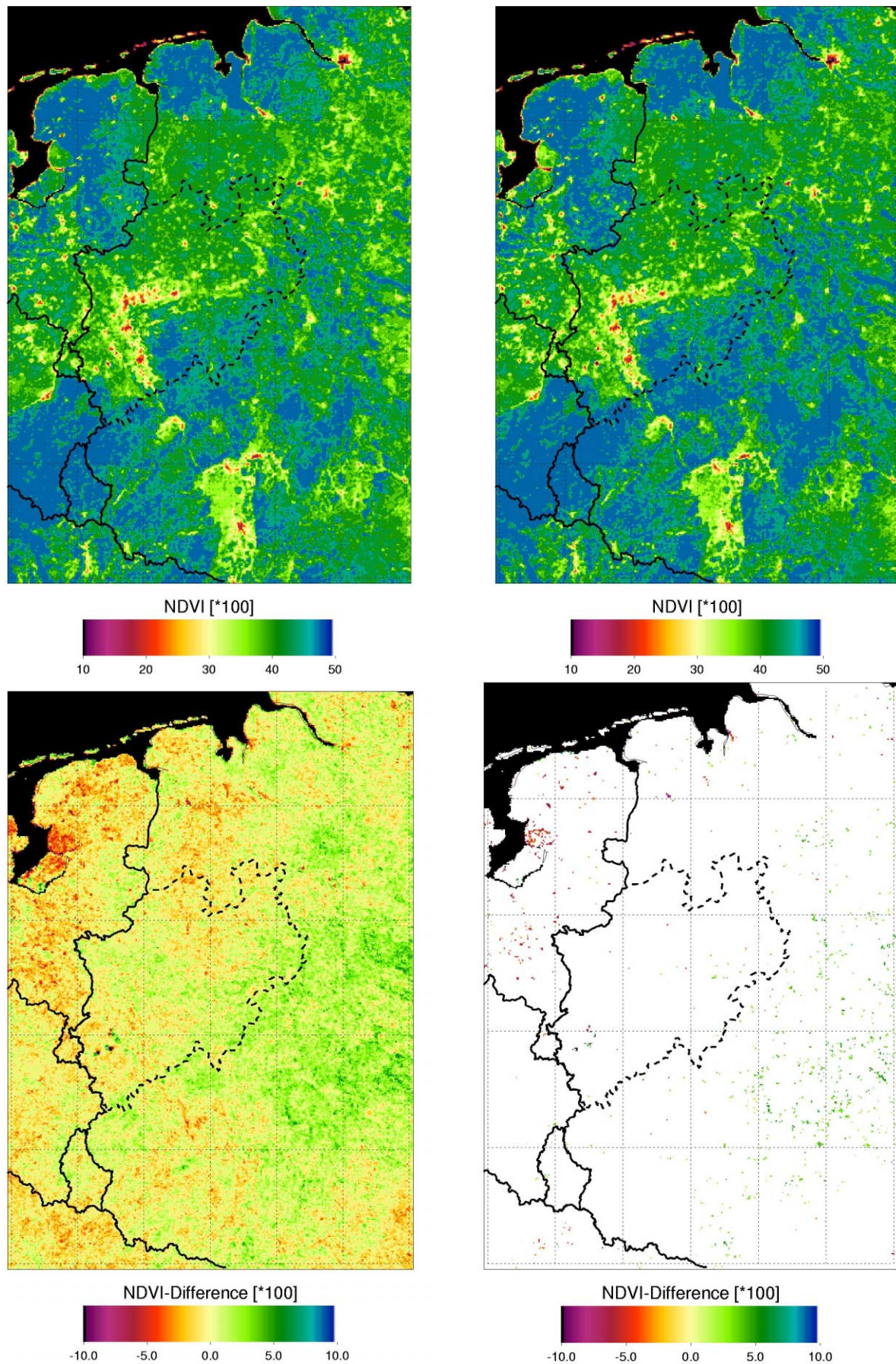


Abbildung 6.30: Mittlere Monatsmittelwerte (Mai-September) des NDVI (korrigiert für den SUZ-Trend) 1989-1993 (oben links) und 1995-1999 (oben rechts), Differenz zwischen beiden Perioden (unten links) und Bereiche mit signifikanten Änderungen (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %, unten rechts)

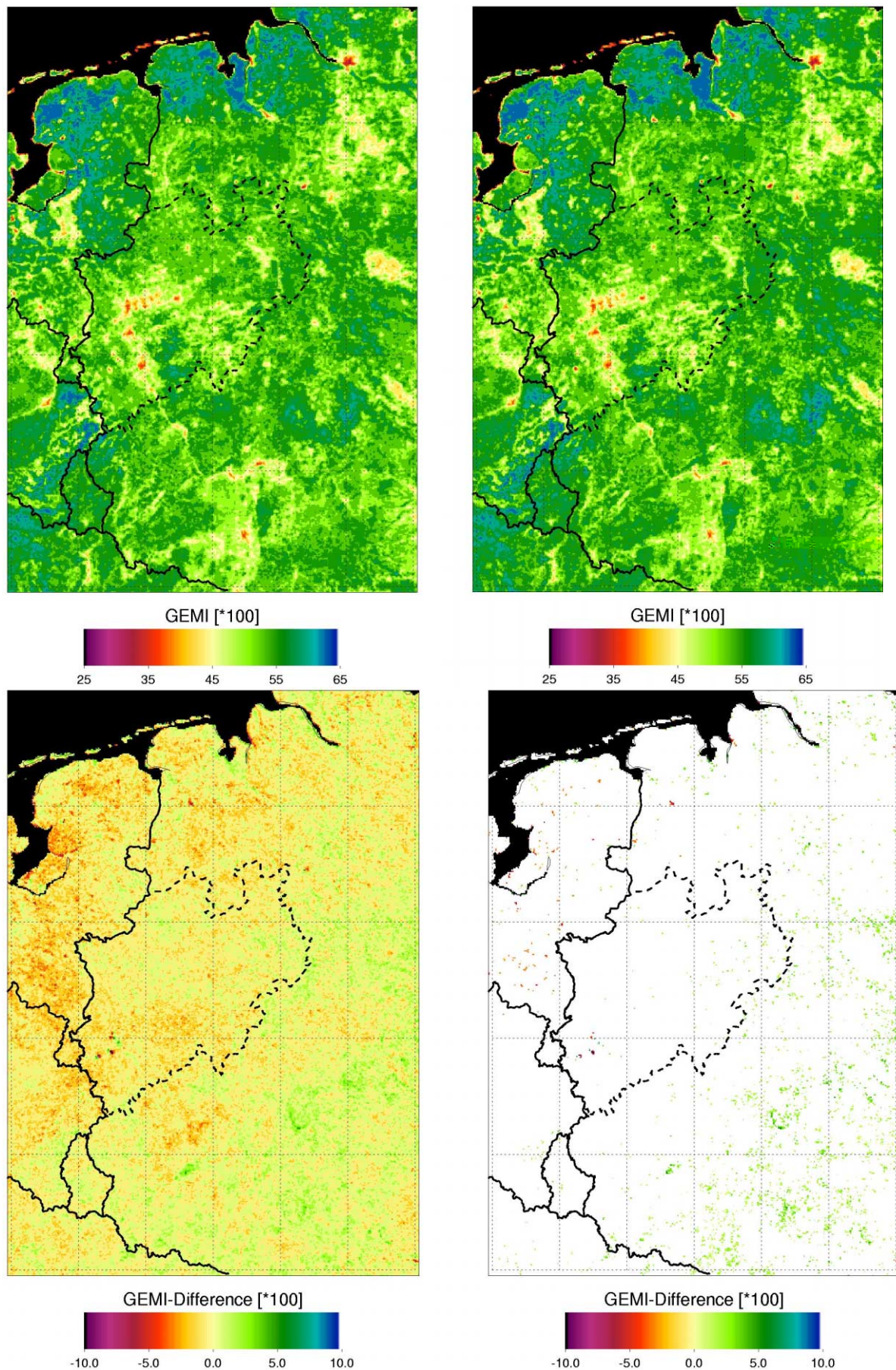


Abbildung 6.31: Wie Abbildung 6.30 aber für GEMI (korrigiert für die Änderung des Sonnenzenitwinkels)

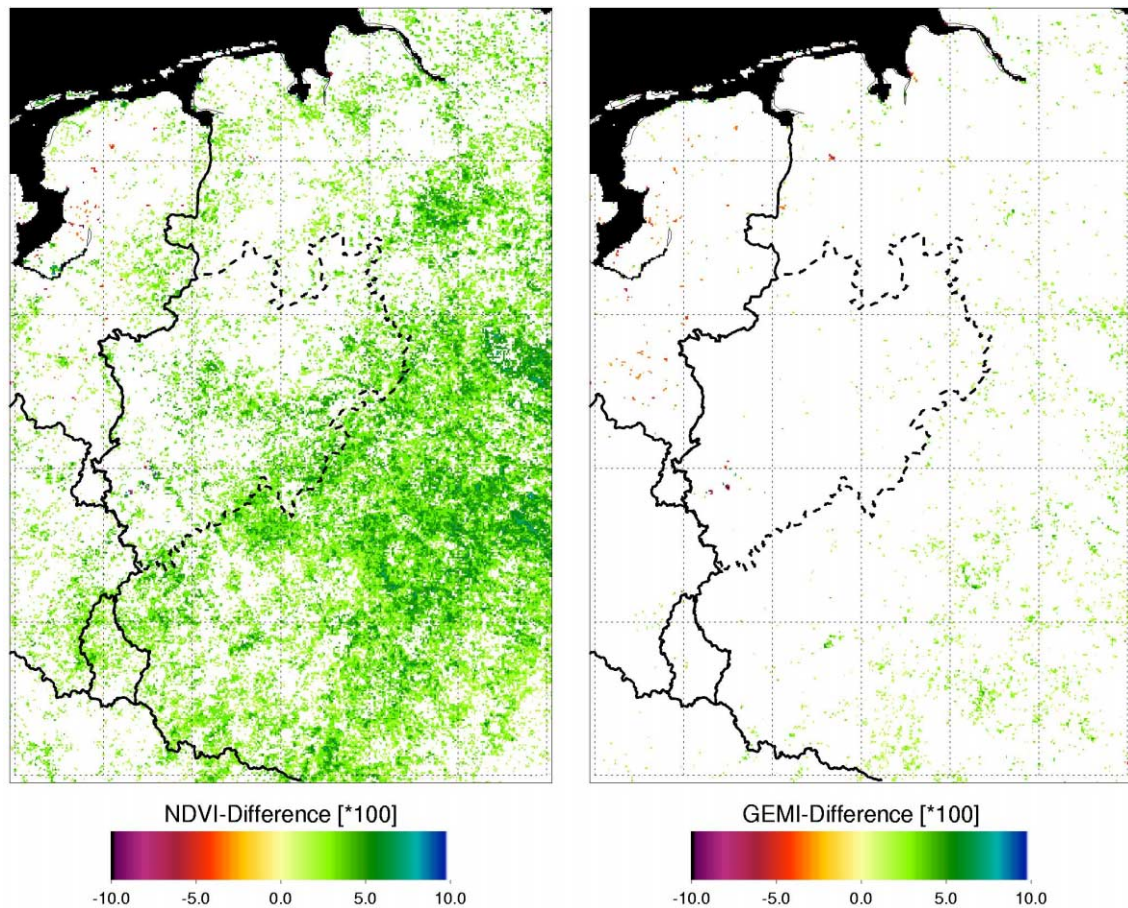


Abbildung 6.32: Signifikante (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %) Differenzen des NDVI (links) und des GEMI (rechts, jeweils ohne Korrektur für die Änderung des Sonnenzenitwinkels) zwischen den Perioden 1995 - 1999 und 1989 – 1993

Abbildung 6.32 zeigt die Änderungen zwischen den Zeitabschnitten 1989 bis 1993 und 1995 bis 1999 für NDVI und GEMI ohne Korrektur für den Einfluss des Sonnenzenitwinkels, wenn wiederum nur Differenzen auf dem 95 % Signifikanzniveau berücksichtigt werden. Demnach zeigt der NDVI ohne die Berücksichtigung des Einflusses der kontinuierlichen Änderung des Sonnenstandes eine deutliche Begrünungstendenz. Beim GEMI sind die Einflüsse der SUZ-Korrektur auf die Veränderungen dagegen relativ gering.

Die Streudiagramme zwischen den Änderungen der Vegetationsindizes GEMI und NDVI und denen der Oberflächentemperatur (Abbildung 6.27) zeigen für NRW einen leicht negativen Zusammenhang im Sinne des Modells nach Abbildung 2.1. Auch großräumig zeigen die Muster der Änderungen der Vegetationsindizes und der Oberflächentemperaturen gegenläufige Tendenzen mit Erwärmungen in den Bereichen der Vegetationsrückgänge (insb. den Niederlanden) und Abkühlungen bei zunehmenden Vegetationsindizes (Abbildung 6.33). Die großräumigen Muster sprechen aber dafür, dass die Änderungen der Oberflächentemperaturen und der Vegetationsindizes eher die zwischenjährlichen Variationen der synoptischen Witterungsbedingungen als die Effekte der Landnutzungsänderungen widerspiegeln. Auch die Zunahmen der Vegetationsindizes im Osten des Ausschnittes sind kaum durch Landnutzungsänderungen zu erklären. Eher sind Wirkungsketten denkbar, wonach beispielsweise positive Temperaturdifferenzen mit Trockenheitsstress der Pflanzen in Verbindung stehen, was dann die zurückgehenden Vegetationsindizes im Nordwesten verursachen könnte. Entsprechende Einflüsse der Bodenfeuchte werden beim NDVI dadurch verstärkt, dass die Werte für trockene Böden geringer als für feuchte Böden ist (Kapitel 6.2).

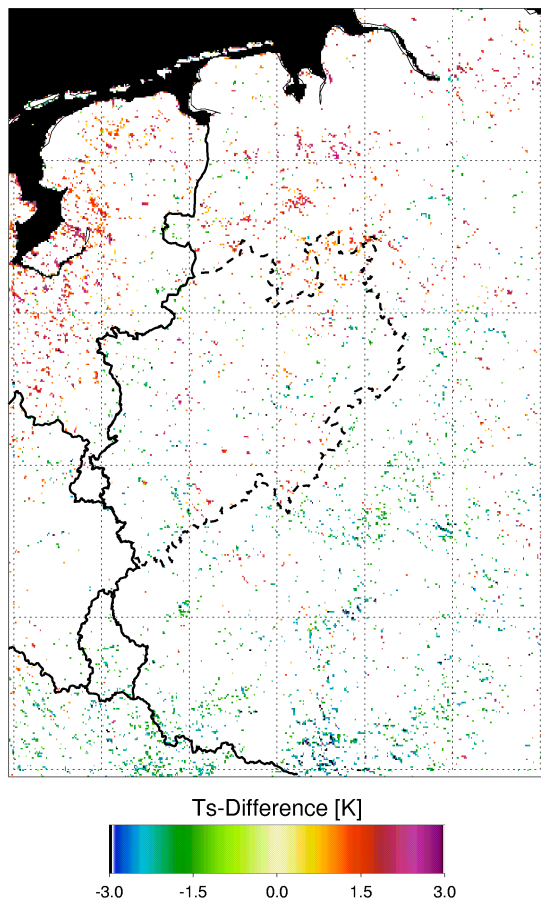


Abbildung 6.33: Signifikante (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %) Differenzen von T_s (mit Korrektur für die Änderung des Sonnenzenitwinkels) zwischen den Perioden 1995 - 1999 und 1989 - 1993

Somit lassen sich in der landesweiten Betrachtung nur für Bereiche mit sehr deutlichen Landnutzungsänderungen Übereinstimmungen mit den Änderungen der Vegetationsindizes und der Oberflächentemperaturen finden. Die folgenden Gründe dürften hier entscheidend sein:

- Das Ausmaß der Landnutzungsänderung ist nach dem Liegenschaftskataster mit einem durchschnittlichen Rückgang des FVC von 1,15 % zwischen 1989 und 1997 (Tabelle 5.2) gering (beispielsweise geringer als zwischen 1981 und 1988). Geht man überschlägig von einem NDVI von 0,2 für blanken Boden und von 0,65 für vollständig vegetationsbestandene Flächen aus, so ergeben sich daraus nach Gleichung 6-14 NDVI-Änderungen zwischen 0,001 (FVC = 20 %) und 0,005 (FVC = 100 %). Entsprechend klein sind die nach den Modellierungen zu erwartenden mittleren Temperaturänderungen. Diese liegen im Durchschnitt deutlich unterhalb der ‚rauschäquivalenten Temperaturdifferenz‘ des AVHRR.
- Die Auswirkungen der Landnutzungsänderungen auf NDVI und T_s werden von anderen Prozessen überlagert. Höherkalige Klimaeinflüsse verursachen starke zwischenjährige Variationen von Phänologie und Wüchsigkeit der Vegetation. Dadurch schwanken NDVI und T_s unabhängig von Änderungen der Landnutzung. Die Größenordnung dieses Einflusses auf den NDVI zeigt die Standardabweichung der NDVI-Mittelwerte (Mai-September) zwischen 1989 und 1999 (ohne 1994) für die homogenen Testflächen. Sie liegt zwischen 0,030 (Siedlungsflächen) und 0,035 (Waldflächen) und damit eine Größenordnung über den durch die mittleren Landnutzungsänderungen zu erwartenden Werten. Das bedeutet, dass erst ab Flächenänderungen in der Größenordnung des zehnfachen mittleren Urbanisierungsgrades von NRW mit NDVI-Änderungen zu rechnen ist, die im Bereich der natürlichen zwischenjährigen Schwankungsbreite homogener Flächen liegen. Erschwert wird die Validierung solcher Bereiche mit starken

- Nutzungsänderungen durch die Mittelung der Liegenschaftskatasterdaten auf Gemarkungsflächen.
- Zwar zeigen die Vegetationsindizes im langjährigen Mittel gute Übereinstimmungen mit dem aus den Landnutzungsdaten abgeleiteten Vegetationsbedeckungsgrad, allerdings zeigt Gleichung 6-16, dass der Zusammenhang zwischen NDVI und FVC in erster Linie von den Reflexionsgraden des blanken Bodens abhängt. Insbesondere bei dunklen Böden nimmt der Zusammenhang zwischen beiden Variablen ab (Abbildung 6.4).
- Der Effekt von Landnutzungsänderungen auf die Oberflächentemperatur wird bei gleicher Landbedeckung und Einstrahlung auch durch Menge und Verteilung von Niederschlag und Bodenfeuchte sowie von der Windgeschwindigkeit bestimmt. Im Gegensatz zu den Modellsimulationen, wo alle anderen Einflussfaktoren zwischen den Szenarien konstant gehalten werden können, wirken sich solche Effekte auf die Satellitendaten aus und überlagern die Effekte von Landnutzungsänderungen zusätzlich.
- Die Landnutzungsklassen des Liegenschaftskatasters sind bezüglich ihrer Klimawirksamkeit nicht homogen. Insbesondere Ackerflächen sind sehr variabel im Hinblick auf Parameter wie den LAI. Bei einem Wechsel der Anbauprodukte können sich starke Änderungen dieser Parameter ergeben, ohne dass dies durch die Daten des Liegenschaftskatasters erfasst wird.
- Die Zunahme der Siedlungsbereiche beruht in erster Linie auf den Eigenheimbau in den Agglomerationsräumen außerhalb der Kernstädte (BBR 2001). Diese Bereiche sind im Vergleich zu Innenstadtbereichen durch eine relativ lockere Bebauung mit hohem Grünflächenanteil gekennzeichnet. Demnach sind die Auswirkungen der Umwidmung von Acker- in Siedlungsflächen auf T_s und NDVI geringer als der Unterschied zwischen Innenstadt und Ackerflächen in Abbildung 6.12.
- In der Regel werden nur Teilbereiche der Pixel von den anthropogenen Landnutzungsänderungen betroffen sein. Dadurch ergibt sich eine weitere Verringerung des Signals auf der gewählten Skala.
- Der statistisch signifikante Einfluss des SUZ-Trends auf die Kanäle 1 und 2 und die Oberflächentemperatur wird durch die Analyse homogener und unveränderter Gemarkungsflächen entfernt. Allerdings verbleiben Unsicherheiten durch die Auswahl der Testgebiete. Beispielsweise fehlen Testflächen in den nördlichen Landesteilen, und die Einflüsse von Exposition und Neigung auf die Korrekturfunktion wurden nicht berücksichtigt. Weiterhin besitzt die zur Korrektur verwendete Regressionssteigung zwischen dem Kosinus des Sonnenzenitwinkels und den Satellitensignalen einen relativ großen Vertrauensbereich.
- Hinsichtlich der Sensordegradation sowie atmosphärischer und bidirektionaler Einflüsse auf die Satellitenbildsignale verbleiben Unsicherheiten, welche die Genauigkeit der abgeleiteten Parameter (C_1 , C_2 , NDVI, GEMI, T_s) beeinflussen. Nach Berger (2001) bestehen beispielsweise Unterschiede von über 5 % zwischen den Eichkurven der Sensordegradation nach Koslowsky (1997) und Rao & Chen (1999) für NOAA 14. Die von Umlauf zu Umlauf stark schwankenden Satellitenzenitwinkel erhöhen die Variabilität der Satellitensignale unabhängig von den jeweiligen Merkmalen der Erdoberfläche.

Insgesamt sind die Zeitreihen zu kurz und die Signale durch Landnutzungsänderungen im Verhältnis zu anderen Einflussgrößen zu klein um signifikante Zusammenhänge zwischen den Änderungen der Fernerkundungsparameter und der Siedlungsflächenausweitung nachweisen zu können. Abbildung 6.31 und 6.32 zeigen aber, dass die starken Landnutzungsänderungen im Rheinischen Braunkohletagebau zwischen 1989 und 2000 statistisch signifikante Änderungen der Fernerkundungssignale verursachen. Diese Änderungen sollen im folgenden Kapitel näher untersucht werden.

6.5.4 Reflexionsgrade, Vegetationsindizes und T_s im Bereich des Rheinischen Braunkohletagebaus zwischen 1989 und 2000

Der Braunkohletagebau zwischen Köln und Aachen verursachte die gravierendsten Landnutzungsänderungen in Nordrhein-Westfalen zwischen 1989 und 2000. Durch das allmähliche Vorrücken der Abgrabungsbereiche und die Rekultivierung von Abraummalden und ehemaligen Abbauflächen lassen sich hier in unmittelbarer Nachbarschaft Bereiche studieren, die

- während des gesamten Beobachtungszeitraums im Abbaubereich befanden, damit praktisch durchgängig unbewachsen waren und deswegen relativ konstante spektrale Eigenschaften haben
- seit den frühen 90er Jahren rekultiviert wurden und damit eine Begrünungstendenz aufweisen
- zu Beginn des Beobachtungszeitraumes Acker- bzw. Waldflächen waren und im Lauf der Zeit in Abbaubereiche umgewandelt wurden.

Abbildung 6.34 zeigt die entsprechenden Bereiche für die aktiven Tagebaue Garzweiler I, Hambach und Inden I, wie sie anhand von Luftbildern der Jahre 1990 und 1999 im Maßstab 1:10.000 abgegrenzt wurden.

Die folgenden Abbildungen zeigen Zeitreihen von C_1 , C_2 , NDVI, GEMI und T_s für die konstant vegetationslosen Abbaubereiche, die Rekultivierungsflächen und die neuen Abbaugelände. Dargestellt sind wiederum die Kurven mit und ohne Korrekturen für den Einfluss des Trends des Sonnenzenitwinkels. Tabelle 6.8 fasst die Trends der Fernerkundungsparameter für die unterschiedlichen Bereiche zusammen.

Die unkorrigierten Werte von C_1 (Abbildung 6.35) zeigen für die konstanten Abbaubereiche - wie der landesweite Durchschnitt (Abbildung 6.19) - während der Umlaufdauer von NOAA 11 einen deutlich positiven Trend. Für NOAA 14 ist der Trend geringer. Zwischen beiden Satelliten steht ein deutlicher Bruch. Diese Einflüsse der veränderten Beobachtungsgeometrie werden mit der Korrektur beseitigt. Über die gesamte Zeitdauer betrachtet ergibt sich erwartungsgemäß kein Trend.

Die Abnahme der C_1 -Werte mit zunehmender Vegetationsentwicklung der Rekultivierungsbereiche ist nur nach der Korrektur für den Einfluss des Sonnenzenitwinkels erkennbar. Insbesondere die Daten von NOAA 11 liefern ohne diese Korrektur den gegenteiligen Effekt. Umgekehrt fallen die C_1 -Zunahmen der neuen Abbaubereiche ohne Korrektur sehr deutlich aus, da sich die Auswirkungen der Änderungen der Oberfläche und des Trends im Sonnenzenitwinkel addieren. Entsprechendes gilt für C_2 , wo sich die Vegetationsentfernung der neuen Abbaubereiche nur nach der Korrektur in zurückgehenden Werten zeigt. Allerdings führen die Korrekturen des C_2 auch zu einer leicht abnehmenden Tendenz der durchgängig betriebenen Abbaubereiche.

Deutlicher als auf C_1 und C_2 wirken sich die unterschiedlichen Entwicklungen der Tagebaubereiche (konstanter Abbau, Begrünung und Beseitigung der Vegetation) auf NDVI und GEMI aus (Abbildung 6.36). Im Gegensatz zum landesweiten Durchschnitt ergeben sich für den jeweiligen Gesamttrend des NDVI keine großen Differenzen zwischen den korrigierten und unkorrigierten Werten. Wie beim C_2 zeigt sich auch für die korrigierten GEMI - Werte eine leichte Abnahme der durchgängig betriebenen Abgrabungsbereiche.

Die T_s -Werte der drei Bereiche unterschiedlicher Vegetationsentwicklung zeigen ebenfalls die erwarteten Unterschiede (Abbildung 6.37). Die durchgängig im Abgrabungsbereich liegenden Flächen zeigen keinen Trend, während im Zuge der Rekultivierung mit der Vegetationsentwicklung zurückgehende Oberflächentemperaturen festzustellen sind. Umgekehrt lässt sich bei den neu in Betrieb genommenen Abgrabungsflächen eine Zunahme der T_s -Werte feststellen. Allerdings zeigen die entsprechenden Kurven der reinen

Strahlungstemperaturen des Kanals 4 praktische keine Unterschiede zwischen den drei Teilbereichen. Die T_s -Trends werden demnach in erster Linie von den Emissivitätskorrekturen durch den NDVI im Rahmen des *Split-Window-Algorithmus* nach Kerr et al. (1994) verursacht.

Tabelle 6.8: Trends von C_1 , C_2 , NDVI, GEMI und T_s für den Braunkohletagebau. Index k kennzeichnet die für den Trend im Sonnenzenitwinkel korrigierten Reihen

Konstanter Abbau				Rekultivierung				Beginnender Abbau			
		Trend	Sig			Trend	Sig			Trend	Sig
NDVI	y=	0.23 -	0.00 x	y=	-4.77 +	0.06 x	**	y=	6.70 -	0.09 x	**
NDVI_k	y=	0.75 -	0.01 x	y=	-4.60 +	0.06 x	**	y=	7.13 -	0.10 x	**
GEMI	y=	0.02 -	0.00 x	y=	-2.95 +	0.04 x	**	y=	3.16 -	0.04 x	**
GEMI_k	y=	0.95 -	0.01 x *	y=	-2.00 +	0.02 x	**	y=	4.11 -	0.06 x	**
C1	y=	0.27 +	0.00 x	y=	0.30 -	0.00 x		y=	-2.38 +	0.03 x	**
C1_k	y=	0.38 -	0.01 x	y=	0.99 -	0.01 x	**	y=	-1.72 +	0.02 x	**
C2	y=	-0.25 +	0.00 x	y=	-1.58 +	0.02 x	**	y=	-0.48 +	0.01 x	*
C2_k	y=	0.91 -	0.01 x *	y=	-0.31 +	0.00 x		y=	0.77 -	0.01 x	*
Ts	y=	12.43 -	16.83 x	y=	18.49 -	24.98 x	*	y=	-2.38 +	0.03 x	**
Ts_k	y=	6.87 -	9.27 x	y=	12.17 -	15.50 x	**	y=	-1.72 +	0.02 x	**

Sig: Signifikanzniveau des Trends
 **: 1%
 *: 5%

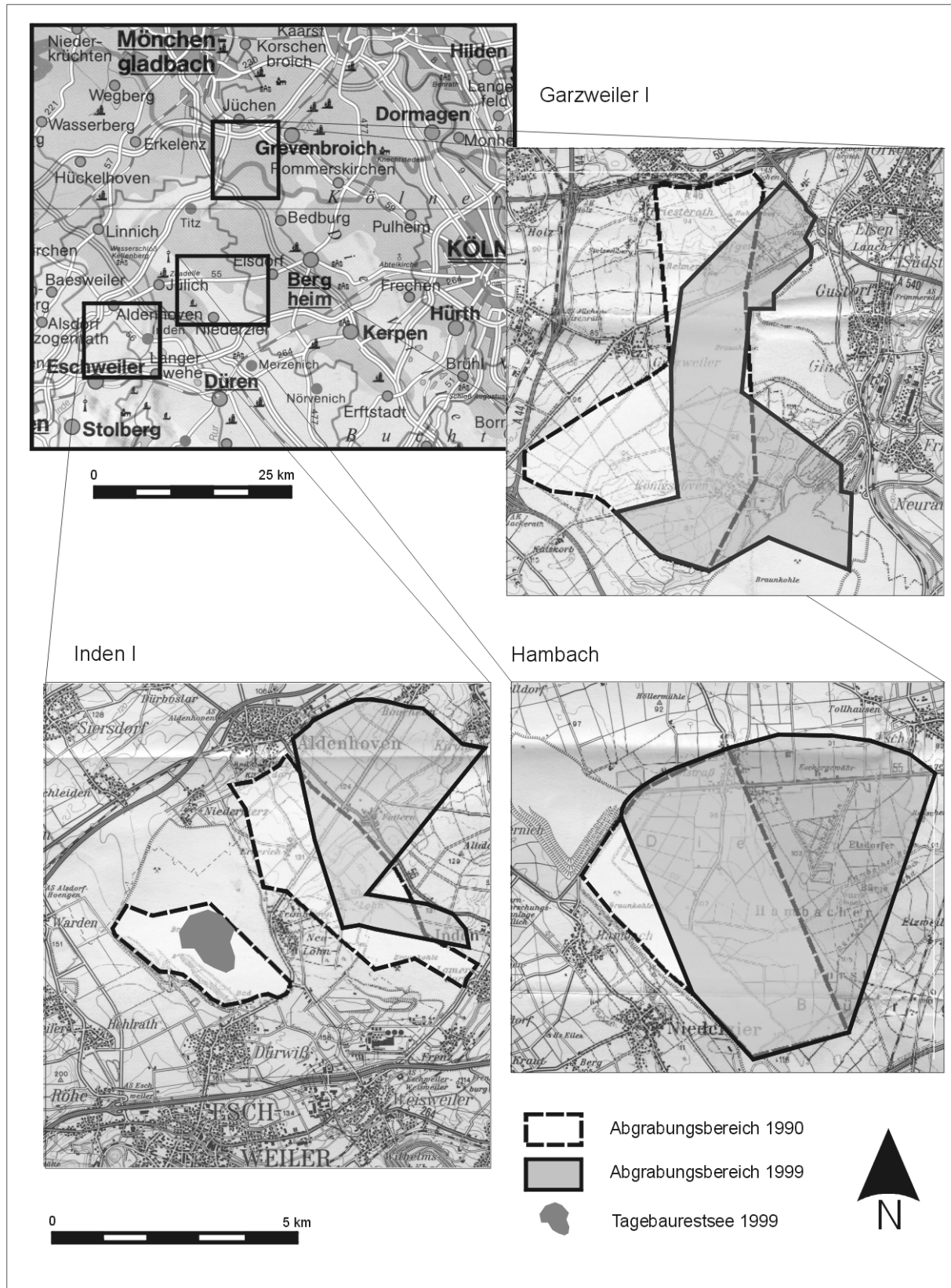


Abbildung 6.34: Lage der Abgrabungsbereiche der Tagebaue Garzweiler I, Inden I und Hambach 1990 und 1999

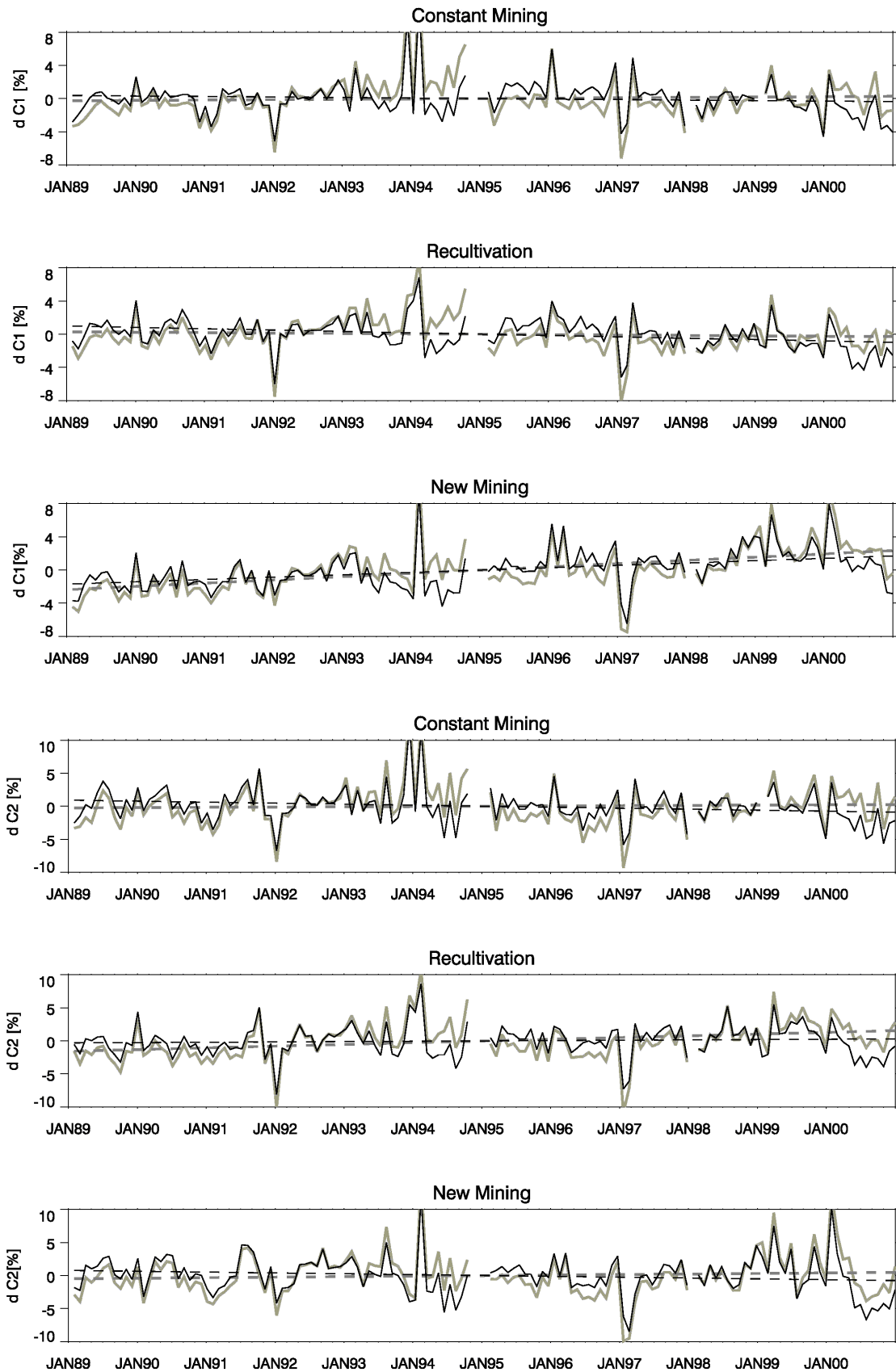


Abbildung 6.35: Entwicklung von C_1 und C_2 auf den durchgängigen Abbaubereichen (,Constant Mining'), den Rekultivierungsflächen (,Recultivation') und neu in Betrieb genommenen Abgrabungsbereichen (,New Mining'). Graue Linie ohne, schwarze Linie mit Korrektur für den SUZ-Trend

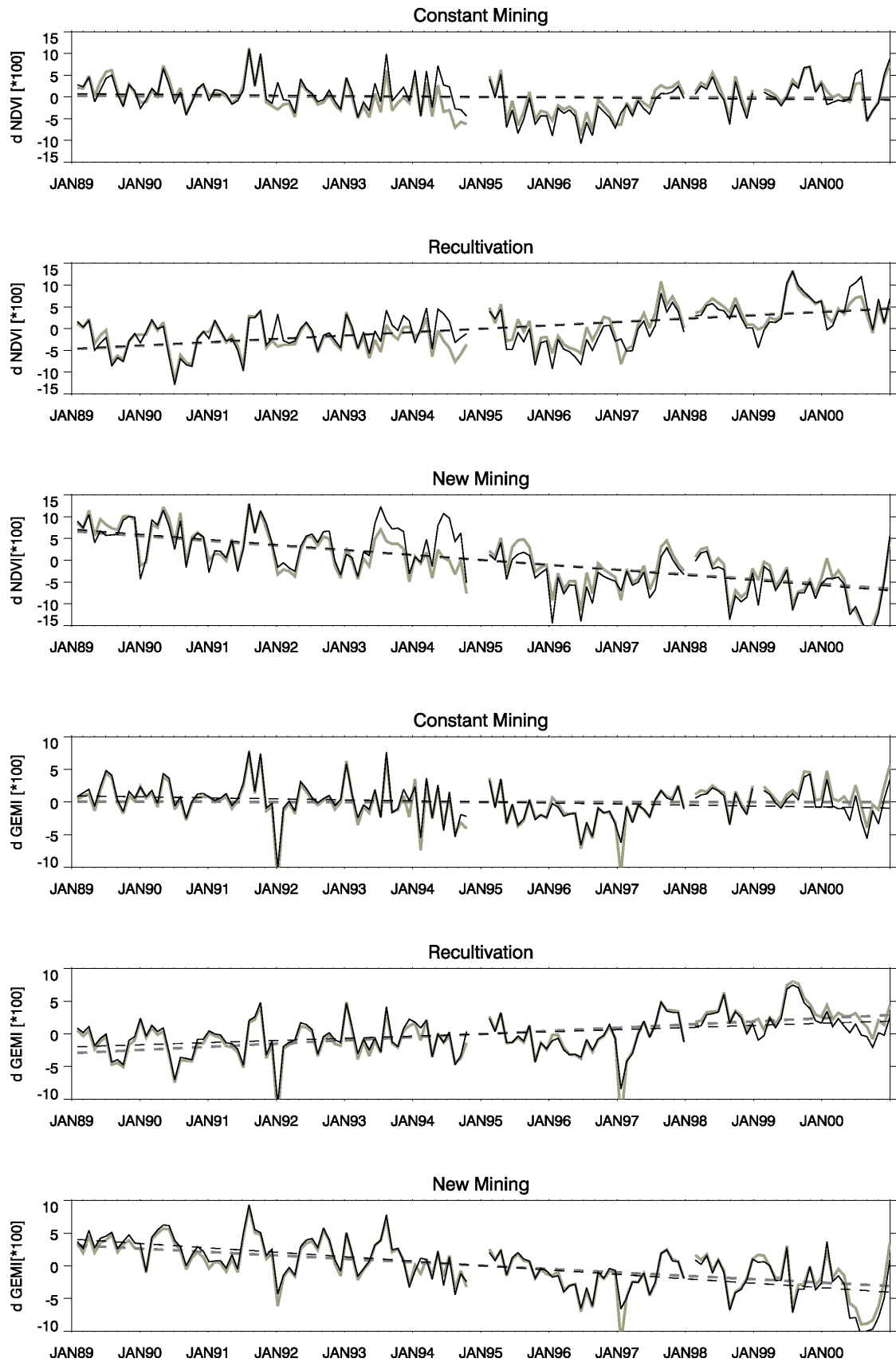
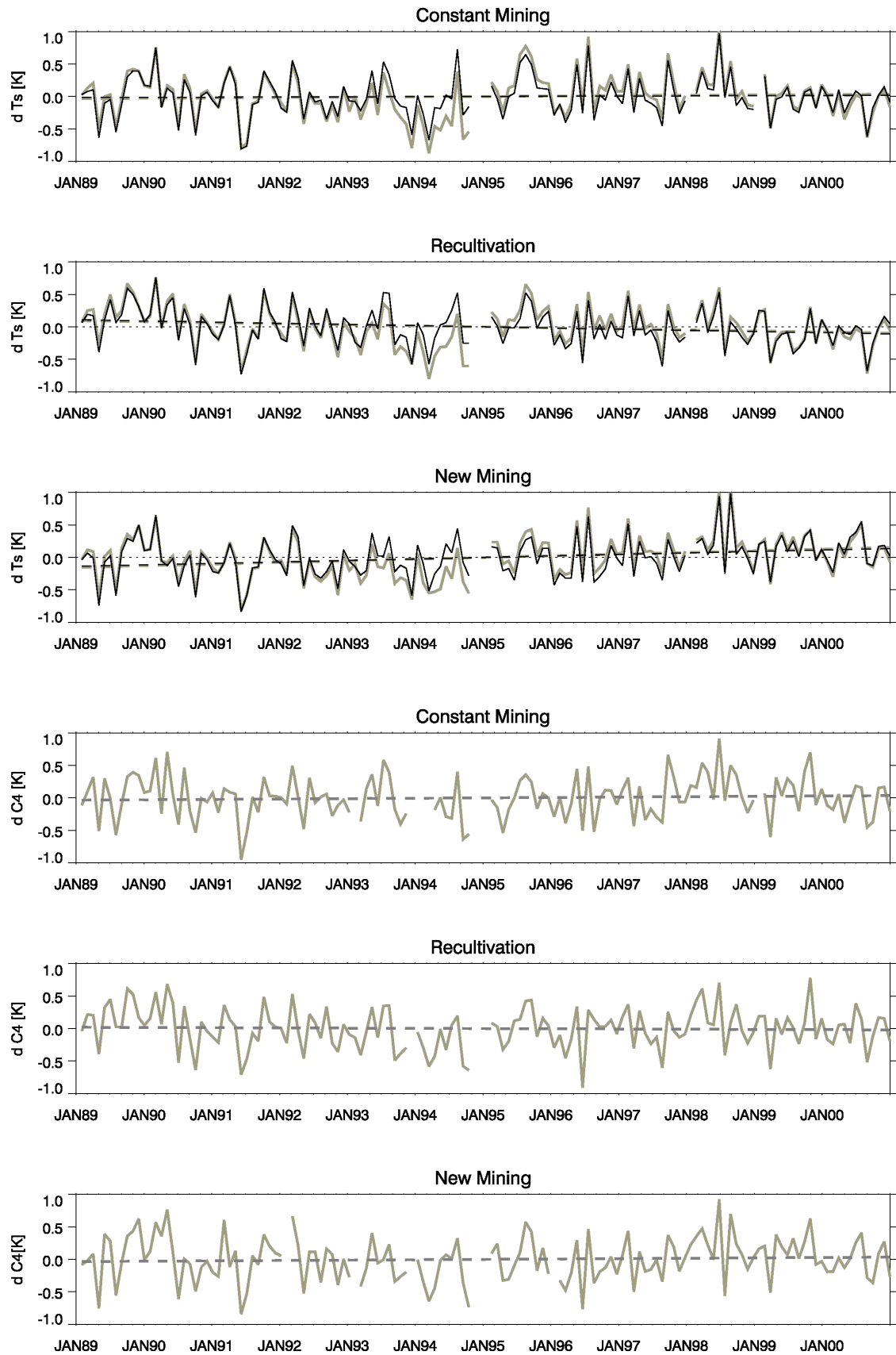


Abbildung 6.36: Wie Abbildung 6.35, aber für NDVI und GEMI

Abbildung 6.37: Wie Abbildung 6.35, aber für T_s und C_4

7 Schlussfolgerungen und Ausblick

Ziel der Arbeit ist die Ermittlung der Auswirkungen der derzeitigen Landnutzungsänderungen auf das regionale Klima in Nordrhein-Westfalen. Nach Modellsimulationen ausgewählter Wetterlagen bewirkt die derzeitige Ausweitung der Siedlungsflächen auf Kosten ackerbaulich genutzter Bereiche mit einer Rate von etwa 17 ha pro Tag durchschnittliche Temperaturzunahmen in der Größenordnung von ca. 0,01 K / 10 Jahre. Da die Simulationen jeweils nur wenige Tage umfassen, sind mögliche Rückkopplungsmechanismen durch Veränderungen der Wolken- und Niederschlagsfelder dabei nicht berücksichtigt. Ähnliche Werte ermittelten Jones et al. (1989) und Karl & Jones (1989, 1990) für den Beitrag der Urbanisierung zum globalen Temperaturanstieg. Der Betrag liegt damit ein bis zwei Größenordnungen unter der für Nordwestdeutschland vorhergesagten Temperaturzunahme von 0,34 K ($\pm 0,32$ K) pro Jahrzehnt (IPCC 2001) und im Bereich von 10 % des beobachteten Temperaturanstiegs in Deutschland von 0,08 K pro Jahrzehnt seit 1950 (UBA 2001). Gegenüber dem Referenzfall einer vollständigen Waldbedeckung in Nordrhein-Westfalen ist die Temperatur der Erdoberfläche im wolkenfreien Fall um ca. 2,2 K erhöht.

Ursache für die modellierten Temperaturanstiege ist der Rückgang der Verdunstung der Landoberfläche mit Abnahmen der Parameter Blattflächenindex, Vegetationsbedeckungsgrad und Durchwurzelungstiefe, wodurch mehr Energie zum Aufheizen der Landoberfläche zur Verfügung steht. Entsprechend geht auch die spezifische Feuchte am Boden mit der Siedlungsausweitung zurück. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Bonan (1997, 1999, 2001) ist die Abnahme der verfügbaren Energie durch die Zunahme der Albedo von untergeordneter Bedeutung. Die Veränderungen von Temperatur und Feuchte am Boden wirken sich in abgeschwächter Form auf die gesamte Grenzschicht aus. Weiterhin wird die Rauigkeit der Erdoberfläche durch die Urbanisierung erhöht, was zu abnehmenden bodennahen Windgeschwindigkeiten führt. Das LM liefert im wolkenfreien Fall für die relativ geringen Änderungen der Landoberfläche gut interpretierbare Ergebnisse in einer realistisch erscheinenden Größenordnung. Es zeigen sich klare räumliche Zusammenhänge zwischen den Änderungen der Landnutzung und denen der Oberflächentemperatur, der spezifischen Feuchte am Boden und der Windgeschwindigkeit. Die Simulationen zeigen auch, dass die initiale Bodenfeuchte eine große Bedeutung für die Modellergebnisse hat. Ist die Bodenfeuchte im Bereich der Feldkapazität und die Transpiration der Pflanzen durch Bewölkung reduziert, so kann im Modell die Verdunstung über blankem Boden höher als über Vegetationsbeständen sein. In solchen Fällen gehen die Temperaturen mit abnehmenden Vegetationsgehalten zurück. Umgekehrt sind die Temperaturzunahmen maximal, wenn die oberste Bodenschicht sehr trocken, die unterste aber feucht ist, da dann über die Pflanzen Wasser in die Atmosphäre transportiert werden kann, während über unbewachsenem Boden kaum Wasser verdunstet.

Auf Bewölkung und Niederschlag wirken sich die Änderungen der Landnutzung im Modell ebenfalls deutlich aus, wobei aber keine räumlichen Zusammenhänge zwischen den Änderungen der Bodenparameter und der meteorologischen Parameter bestehen. Allerdings zeigt sich bei beiden Fallstudien mit Regen eine Reduktion des Niederschlags von ca. 10 % im Vergleich zu einer vollständig waldbedeckten Landschaft. Die deutlichen Reaktionen von Menge und Verteilung des Niederschlags auf die relativ geringen Änderungen der Landoberflächenparameter stellen ein erhebliches Problem für die Modellierung von konvektiver Bewölkung und Niederschlag auf der gewählten Skala dar (vgl. Braun et al. 2001).

Insgesamt sind die modellierten Unterschiede aufgrund des Nutzungswandels zwischen 1981 und 1997 gering und man erhält bei der Verwendung alternativen Datensätzen der Landoberfläche, wie den im Modell vorgegebenen Landnutzungsparametern, deutlich höhere Differenzen der meteorologischen Parameter. Für die Analyse der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen ist ein konsistenter Datensatz daher von erheblicher Bedeutung. Da zudem eine hohe zeitliche Auflösung für die Fragestellung notwendig ist, besteht praktisch keine Alternative zu den Daten des Liegenschaftskatasters. Andererseits erschweren die relativ breiten Einteilungen der Landnutzungsklassen die ohnehin problematische Zuordnung von Werten für die Modellparameter Blattflächenindex, Vegetationsbedeckungsgrad, Rauigkeitslänge und Durchwurzelungstiefe in Abhängigkeit der Landnutzung. Die gemarkungsbezogene Angabe der Flächennutzung ist ebenfalls problematisch, da sie eine flächengewichtete Mittelung der Modellparameter über die Landnutzungseinheiten der Gemarkung erfordern. Die damit verbundenen Fehler werden aber gegenüber den ohnehin vorhandenen Unsicherheiten der Parameterzuweisung für die Landnutzungsklassen relativiert, zumal nur Differenzen und nicht die absoluten Modellergebnisse interpretiert werden.

Die aus den AVHRR - Daten zwischen 1989 und 2000 abgeleiteten Vegetationsindizes zeigen im langjährigen Mittel eine gute räumliche Übereinstimmung mit den aus den Liegenschaftskatasterdaten abgeleiteten Vegetationsbedeckungsgraden. Auch die höhenkorrigierten sommerlichen Oberflächentemperaturen spiegeln im langjährigen Mittel die Landnutzungsverteilung des Landes gut wider. Im langjährigen Mittel zeigt sich auch deutlich, dass innerstädtische Bereiche mit geringem Vegetationsbedeckungsgrad bzw. Vegetationsindex eine höhere jährliche Amplitude der Oberflächentemperatur als dicht bewachsene Flächen aufweisen. Bei den Ackerflächen bewirkt die Ernte im August deutliche Abnahmen des Vegetationsindex und zunehmende Oberflächentemperaturen. Der Vergleich der beiden verwendeten Vegetationsindizes NDVI und GEMI verdeutlicht, dass der NDVI stärker auf geringe Werte im sichtbaren Bereich und der GEMI stärker auf hohe Werte im nahen Infrarot reagiert. Daher grenzen sich die dunklen Waldbereiche durch hohe NDVI - Werte deutlich von anderen Vegetationsformationen ab, während die GEMI - Werte der Wälder geringer als die der Landwirtschaftsflächen sind. Beide Indizes verlieren hinsichtlich der Unterscheidung von Landnutzungsklassen jedoch gegenüber den Einzelkanälen deutlich an Informationsgehalt.

Die Veränderungen der Satellitensignale zwischen 1989 und 2000 geben nur sehr eingeschränkt Hinweise auf den Landnutzungswandel in diesem Zeitraum. Nach den statistischen Landnutzungsdaten ist von einem Rückgang des Vegetationsbedeckungsgrades von 1,15 % der Landesfläche zwischen 1988 und 1997 auszugehen. Dieser Trend wird durch die zwischenjährliche Variabilität des Witterungsverlaufes bzw. die dadurch bedingte Variation des phänologischen Jahresgangs der Vegetation überlagert. Daneben wirken sich weitere störende Faktoren auf die Fernerkundungssignale aus. Zufällige Effekte, wie der von Jahr zu Jahr unterschiedliche Einfluss der Bewölkung zum Aufnahmezeitpunkt erhöhen das Rauschen der für klimatische Analysen sehr kurzen Zeitreihe. Da auf eine explizite Atmosphärenkorrektur verzichtet wurde, enthalten die Signale der kurzwelligen Kanäle einen variablen atmosphärischen Beitrag, auch wenn dieser über das *maximum value* - Kriterium für den Kompositzeitraum und über die Indexbildung von NDVI und v.a. GEMI minimiert wurde. Die von Aufnahme zu Aufnahme variierende Beobachtungsgeometrie zwischen Sonne, Satellit und dem jeweiligen Punkt der Erdoberfläche beeinflusst ebenfalls den Reflexionsgrad und damit das Signal am Satelliten. Die Variationen von Satellitenzenitwinkel und atmosphärischen Zustand erhöhen zwar die Varianz der Zeitreihe, sollten aber bei hinreichender Anzahl von Beobachtungspunkten nicht deren Tendenz ändern.

Die Oberflächentemperaturen wurden aus den AVHRR-Kanälen 4 und 5 über einen einfachen empirischen Ansatz nach Kerr et al. (1992) abgeleitet. Dabei wird der Einfluss der Emissivität

empirischen Ansatz nach Kerr et al. (1992) abgeleitet. Dabei wird der Einfluss der Emissivität über den NDVI berücksichtigt. Die so erhaltenen Werte zeigen eine gute Übereinstimmung mit den 2 m - Temperaturen der Stationen in NRW, der durch die Anpassung der von Kerr et al. (1992) anhand einer relativ geringen Anzahl von Messungen in semiariden Bereichen abgeleiteten Koeffizienten an die Verhältnisse in Nordrhein-Westfalen noch verbesserungsfähig ist.

Besonders wichtig ist für die Fragestellung die Beseitigung von Trends, die nicht auf Veränderungen der Landnutzung zurückzuführen sind. Korrekturen der Sensordegradation wurden von der FU Berlin durchgeführt. Ein Schwerpunkt der eigenen Arbeit war die Beseitigung des Einflusses der kontinuierlichen Verspätung der Überflugszeit der Satelliten relativ zur Lokalzeit. Der damit verbundene positive Trend des Sonnenzenitwinkels verursacht signifikante Zunahmen der Reflexionsgrade der Kanäle 1 und 2 und ebenfalls signifikante Rückgänge der Oberflächentemperatur während der Betriebsdauer der Satelliten. Diese Effekte wurden in Anlehnung an die Methode von Gutman (1999 a,b) an Hand homogener und während des Beobachtungszeitraums als stabil identifizierter Bereiche korrigiert. Die Ergebnisse der Analyse von Flächen mit unterschiedlicher Vegetationsentwicklung im Rheinischen Braunkohlerevier bestätigen die Vorgehensweise. Auch im Vergleich der Oberflächentemperaturen aus den Satellitendaten mit den 2 m – Temperaturen der Klimastationen des Landes führen die Korrekturen für die kontinuierliche Zunahme des Sonnenzenitwinkels zu besseren Ergebnissen. Allerdings verbleiben auch Unsicherheiten mit der Korrektur, da (a) die homogenen Testflächen nicht gleichmäßig über das Land verteilt sind, (b) Neigung und Exposition der Testflächen nicht berücksichtigt wurden, (c) keine sichere Validierungsmöglichkeit besteht, (d) ein bezogen auf die absoluten Änderungen der Fernerkundungssignale relativ großer Vertrauensbereich der Korrekturfunktionen existiert und (e) bereits geringe Fehler in der Korrekturfunktion eines kurzweiligen Kanals relativ zum anderen neue Trends in den Vegetationsindizes verursachen können.

Die Vegetationsindizes zeigen weder vor noch nach der Korrektur des Einflusses des Sonnenzenitwinkels eine konstante Zunahme wie bei den Analysen von Myneni et al. (1998) und Shabanov et al. (2000) für die mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre. Der NDVI nimmt vielmehr im NRW-Mittel während der Umlaufdauer von NOAA 11 (1989 – 1994) signifikant ab, wenn man die kontinuierlichen Änderungen des Sonnenstandes zum Zeitpunkt des Überfluges nicht berücksichtigt. Während der Umlaufdauer von NOAA 14 (1995-2000) ergibt sich demgegenüber kein Trend. Nach der Korrektur zeigen sich signifikante Zunahmen für den NOAA 14 - Zeitraum, während der Trend für NOAA 11 beseitigt wird.

Um die verbleibenden Unsicherheiten hinsichtlich des Einflusses der variierenden Beobachtungsgeometrie und den Einfluss der natürlichen klimatischen Variabilität zwischen den einzelnen Jahren weiter zu minimieren, wurde die gesamte Zeitreihe in zwei Perioden (1989 bis 1993 und 1995 bis 1999) aufgeteilt und jeweils das einfache Mittel aus den Monatsmittelwerten zwischen Mai und September gebildet. Die jeweils letzten Jahre der Umlaufdauer der Satelliten NOAA 11 (1994) und NOAA 14 (2000) wurden wegen der starken Abdrift der Satelliten nicht berücksichtigt.

Der Vergleich der so gebildeten Mittelwerte beider Perioden zeigt signifikant höhere NDVI - Werte für die zweite Hälfte der 90-er Jahre. Dieser Effekt verschwindet weitgehend mit der Berücksichtigung des Sonnenzenitwinkelleffekts. Demnach können NDVI – Zunahmen ohne die vorherige Berücksichtigung des Einflusses des abnehmenden Sonnenzenitwinkels nicht eindeutig als Effekt gesteigerter Vegetationsaktivität gedeutet werden. Umgekehrt kann nach der Korrektur eine Zunahme des Vegetationsindex für das Gesamtgebiet nur dann ausgeschlossen werden, wenn für die Testgebiete von vorne herein von gleichbleibenden Reflexionsgraden für die Kanäle 1 und 2 ausgegangen wird. Unabhängig davon können

Zunahmen von Vegetationsindizes auch bei gleichbleibender Vegetationsbedeckung durch Änderungen der Bodenhelligkeit (z. B. als Folge geänderter Bodenfeuchte) auftreten.

Für den GEMI sind die Unterschiede vor und nach der Korrektur geringer und die Differenzen zwischen der ersten und der zweiten Hälfte der 90-er Jahre entsprechen denen des korrigierten NDVI. Dieses Ergebnis bestätigt damit die Korrektur für den NDVI und deutet auf eine geringere Sensitivität des GEMI hinsichtlich der Beobachtungsgeometrie.

Die Differenzen zwischen beiden Perioden sind nach der SUZ-Korrektur und für den unkorrigierten GEMI im Vergleich zu den Schwankungen innerhalb der beiden Perioden gering. In Nordrhein-Westfalen zeigen praktisch nur die Bereiche des Rheinischen Braunkohletagebaus signifikante Veränderungen zwischen den beiden Zeiträumen. Demgegenüber sind die Effekte der Urbanisierung auf der Pixelebene im Vergleich zur natürlichen zwischenjährlichen Variabilität des Vegetationsverlaufes gering und für den Beobachtungszeitraum im Satellitenbild nicht nachweisbar. Interessant wären in diesem Zusammenhang weitergehende Analysen zum Zusammenhang zwischen der zwischenjährlichen Variabilität der Phänologie und den Fernerkundungssignalen.

Die Analysen der Tagebaubereiche verdeutlicht aber auch, dass sich drastische Landnutzungsänderungen durchaus in den Entwicklungen der Vegetationsindizes bemerkbar machen. An diesen Flächen zeigt sich auch die Zunahme der Oberflächentemperatur bei abnehmenden Vegetationsgehalten (und umgekehrt), wenn auch nicht in den Strahlungstemperaturen sondern erst nach der Berücksichtigung der Emissivität über den NDVI.

Da der Einfluss der unterschiedlichen Vegetationsentwicklung der einzelnen Jahre auch nach einer weitergehenden atmosphärischen bzw. BRDF-Korrektur bestehen bleiben würde, ist nicht damit zu rechnen, dass damit die Auswirkungen der Landnutzungsänderungen in den Fernerkundungssignalen deutlicher hervortreten würden. Aussichtsreicher wäre die Analyse einer längeren, homogenisierten Zeitreihe, beispielsweise seit dem Start des ersten AVHRR im Jahr 1981, zum Nachweis der Urbanisierungseffekte, wobei dann die Interkalibration der verschiedenen Satelliten gewährleistet sein müsste.

Auf der Modellseite zeigen die Ergebnisse, dass die Auswirkungen der geänderten Landnutzung stark von den Anfangswerten der Bodenfeuchte abhängen. Fortschritte sind daher durch eine realistische Beschreibung der Bodenfeuchteverteilung zu erwarten. Vielversprechende Ansätze sind hierzu am Meteorologischen Institut der Universität Bonn durch die Kopplung des atmosphärischen Parts des LM mit dem im Vergleich zu TERRA komplexeren SVAT-Modell TOPLATS vorhanden (Seuffert 2001). Ein solcher Ansatz lässt zudem eine Verbesserung der Niederschlagsvorhersagen erhoffen. Untersuchungen zu diesem Themenkomplex sind für die zweite Förderperiode des Graduiertenkollegs vorgesehen. Weiterhin wären längere Simulationsläufe – beispielsweise im neu entwickelten Klimamodus des LM – hilfreich, um mögliche Rückwirkungen des veränderten hydrologischen Kreislaufs auf das Regionalklima auf einer längeren Zeitskala untersuchen zu können.

Literatur

Andersen, H.S. (1997): Land surface temperature estimation based on NOAA AVHRR data during the HAPEX-Sahel experiment.- *J. of Hydrology* (188/189): 788-814.

Asrar, G.; Fuchs, M.; Kanemasu, E.T.; Hatfield, J.L. (1984): Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat.- *Agron. J.* (76): 300-306.

Avissar, R.; Pielke, R.A. (1989): A parameterization of heterogeneous land surfaces for numerical models and its impact on regional meteorology.- *Mon. Weather Rev.* (117): 2113-2136.

BBR, Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (2001): Raumordnungsbericht 2000. *Berichte des BBR* (7). Bonn.

Bannari, A.; Morin, D.; Bonn, F. (1995): A review of vegetation indices.- *Remote Sens. Rev.* (13): 95-120.

Becker, F. (1987): The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite.- *Int. J. Remote Sens.* (8): 1509-1522.

Becker, F.; Li, Z. (1990): Towards a local split window method over land surfaces.- *Int. J. Remote Sens.* 11 (3): 369-393.

Berger, F. (2001): Bestimmung des Energiehaushaltes am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten.- *Tharandter Klimaprotokolle* (5). Dresden.

Blümel, K.; Bolle, H.J.; Eckardt, M.; Lesch, I.; Tonn, W. (1988): Der Vegetationsindex in Mitteleuropa 1983-1985. Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin.

Bolle, H.J. (1982): Radiation and energy transport in the Earth atmosphere system.- In: Hutzinger (Hrsg.): *Handbook of environmental chemistry*, Vol.1/Part B. Heidelberg.

Bonan, G.B. (1997): Effects of land use on the climate of the United States.- *Climatic Change* (37): 449-486.

Bonan, G. (1999): Frost followed the plow: impacts of deforestation on the climate of the United States.- *Ecol. Appl.* (9): 1305-1315.

Bonan, G. (2001): Observational evidence for reduction of daily minimum temperatures by croplands in the midwest United States.- *J. of Climate* (14): 2430-2442.

Borak, J.S. ; Lambin, E.F.; Strahler, A.H. (2000): The use of temporal metrics for land cover change detection at coarse spatial scales.- *Int. J. Remote Sens.* 21 (6&7): 1415-1432.

- Bounoua, L.; Collatz, G.J.; Los, S.O.; Sellers, P.J.; Dazlich, D.A.; Tucker, C.J.; Randall, D.A. (2000): Sensitivity of climate to changes in NDVI.- *J. of Climate* (13): 2277-2292.
- Braun, P.; Maurer, B.; Müller, G.; Gross, P.; Heinemann, G.; Simmer, C. (2001): An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements.- *Meteorology and Atmospheric Physics* (76): 83-105.
- Bryant, N.A.; Johnson, L.F.; Brazel, A.J.; Balling, R.C.; Hutchinson, C.F.; Beck, L.R. (1990): Measuring the effect of overgrazing in the Sonoran Desert.- *Climatic Change* (17): 243-264.
- Burggraaf, P. (2000): Fachgutachten zur Kulturlandschaftspflege in Nordrhein-Westfalen im Auftrag des Ministeriums für Umwelt Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen.- In: *Geographische Kommission für Westfalen & Landschaftsverband Westfalen Lippe: Siedlung und Landschaft in Westfalen* (27). Münster.
- Calvet, J.C.; Bessemoulin, P.; Noilhan, J.; Berne, C.; Braud, I.; Courault, D.; Fritz, N.; Gonzalez-Sosa, E.; Goutorbe, J.P.; Haverkamp, R.; Jaubert, G.; Kergoat, L.; Lachaud, G.; Laurent, J.P.; Mordelet, P.; Olioso, A.; Péris, P.; Roujean, J.L.; Thony, J.L.; Tosca, C.; Vauclin, M.; Vignes, D. (1999): MUREX: a land field experiment to study the annual cycle of the energy and water budget. – *Ann. Geophysicae* (17): 838-854.
- Carlson, T.N.; Ripley, D.A. (1997): On the relation between NDVI, Fractional Vegetation Coverage, and Leaf Area Index.- *Remote Sens. Environ.* (62): 241-252.
- Carlson, T.N.; Sanchez-Azofeifa (1999): Satellite remote sensing of land use changes in and around San José, Costa Rica.- *Remote Sens. Environ.* (70): 247-256.
- Chandrasekhar, S. (1950): Radiative Transfer. Oxford University Press, New York.
- Chase, N.; Pielke, R.A.; Kittel, T.G.F.; Nemani, R.R.; Running, S.W. (1996): Sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf area index.- *J. Geophys. Res.* (101): 7393-7408.
- Chodhury, B.J.; Ahmed, N.U.; Idso, S.B.; Reginato, R.J.; Daughtry, C.S.T. (1994): Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations.- *Remote Sens. Environ.* (50): 1-17.
- Cihlar, J.; Howarth, J. (1994): Detection and removal of cloud contamination from AVHRR images.- *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32 (3): 583-589.
- Cihlar, J.; St. Laurent, L.; Dyer, J.A. (1991): Relation between the Normalized Difference Vegetation Index and ecological variables.- *Remote Sens. Environ.* (35): 279-298.
- Coll, C.; Caselles, V.; Schmugge, T. (1994): Estimation of land surface emissivity differences in the split window channels of AVHRR.- *Remote Sens. Environ.* (48): 127-134.
- Coll, C.; Caselles, V. (1994): A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison.- *J. Geophys. Res.* (102): 16,697-16,713.

- Comiso, J. (2000): Variability and trends in antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements.- *J. of Climate* (13): 1674-1696.
- Cracknell, A.P. (1997): The Advanced Very High Resolution Radiometer. London.
- Cuomo, V.; Manfredi, M.; Lasponara, R.; Macchiato, M.F. Simoniello, T. (2001): Detection of interannual variation of vegetation in Italy during 1985-1999 with 1 km NOAA AVHRR NDVI data.- *J. Geophys. Res.* (106): 17863-17876.
- Czajkowski, K.P.; Goward, S.N.; Ouaidari, H. (1998): Impact of AVHRR filter functions on surface temperature estimation from the split window approach.- *Int J. Remote Sens.* 19 (10): 2007-2012.
- DAAC, Distributed Active Archive Center at Goddard Space Flight Center (2001): NOAA/NASA Pathfinder AVHRR Land Data Sets.- http://daac.gsfc.nasa.gov/DATASET_DOCS/avhrr_dataset.html.
- Dalu, G.A. (1986): Satellite remote sensing of atmospheric water vapour.- *Int. J. Remote Sens.* 7 (9): 1089-1097.
- Dalu, G.A.; Pielke, R.A. ; Baldi, M.; Zeng, X. (1996): Heat and momentum fluxes induced by thermal inhomogeneities.- *J. Atmos. Sci.* (53): 3286-3302.
- Dech, S.W. (1997): Anwendung der Satellitenfernerkundung. Von der geowissenschaftlichen Anwendung zum operationellen Einsatz.- *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Forschungsbericht* 97-52. Oberpfaffenhofen.
- Deering, D.W.; Middleton, E.M.; Irons, J.R. (1992): Prairie grassland bi-directional reflectance measured by different instruments at the FIFE site.- *J. Geophys. Res.* (97): 18887-18903.
- De Ridder, K. (1998): The impact of vegetation on Sahelian drought persistence.- *Boundary-Layer Meteorology* (88): 307-321.
- de Noblet, N.I.; Prentice, J.C.; Joussaume, S.; Texier, D.; Botta, A.; Haxeltine, A. (1996): Possible role in atmosphere- biosphere interactions in triggering the last glaciation.- *Geophys. Res. Letters* (23): 3191-3194.
- De Ridder, K.; Gallée, H. (1998): Land surface - induced regional climate change in southern Israel.- *J. Appl. Meteorol.* (37): 1470-1485.
- Dickinson (1984): Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models.- climate processes and climate sensitivity.- *Geophysical Monograph* 29 Maurice Ewing Volume 5: 53-72.
- Doms, G.; Schättler, U. (1999): The nonhydrostatic Limited-Area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific Documentation. *Deutscher Wetterdienst*. Offenbach.
- Dürrholt, K.; Lieding, M. (1998): Auf dem Weg in die Stadtlandschaft..- In: *Institut für Landes- und Stadtentwicklungsforschung Nordrhein-Westfalen: Jahresbericht 1997*. Dortmund.

DWD (1995): Dokumentation des EM/DM-Systems. *Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung*. Offenbach.

Dybbroe, A.; Karlsson, K.G.; Thoss, A. (1999): The AVHRR cloud mask scheme of the SAFNWC.- *Proceeding of the 1999 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Copenhagen, Denmark, 6-10 September. EUM P 26 (Darmstadt-Eberstadt: Eumetsat): 537-544.

El Saleous, N.Z., Vermote, E.F. (1994): Operational atmospheric correction of AVHRR visible and near infrared data.- *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (33): 220-222.

El Saleous, N.Z., Vermote, E.F.; Justice, C.O.; Townshend, J.R.G.; Tucker, C.J.; Goward, S.N. (2000): Improvements in the global record from advanced very high resolution radiometer (AVHRR). – *Int. J. Remote Sens.* (21): 1251-1277.

Ellenberg, H. (1974): Zeigerwerte der Gefäßpflanzen Mitteleuropas. *Scripta Geobot.* 9. Göttingen.

Feizun, A.; Dedieu, G. (1993): Atmospheric effects on NOAA/AVHRR shortwave measurements: Sensitivity study and use of atmospheric climatologies to correct AVHRR time series.- *6th AVHRR Data Users' Meeting*, Belgirate, Italy, 29th June- 2nd July 1995. EUM P 12 (Darmstadt-Eberstadt: Eumetsat): 161-168.

Foley, J.A.; Kutzbach, J.E.; Coe, J.T.; Levis, S. (1994): Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch.- *Nature* (371): 52-54.

Fraedrich, K.; Kleidon, A.; Lunkeit, F. (1999): A green planet versus a desert world: estimating the effect of vegetation extremes on the atmosphere.- *J. of Climate* (12): 3156-3163.

Fung, T.; Siu, W. (2000): Environmental quality and its changes, an analysis using NDVI.- *Int. J. Remote Sens.* 21 (5): 1011-1024.

Gallimore, R.G.; Kutzbach, J.E. (1996): Role of orbitally induced changes in tundra in the onset of glaciation.- *Nature* (381): 503-505.

Gallo, K.P.; McNab, A.L.; Karl, T.R.; Brown, J.F.; Hood, J.J.; Tarplez, J.D. (1993): The use of vegetation index for assessment of the urban heat island effect.- *Int. J. Remote Sens.* 14 (11): 2223-2230.

Gillies, R.R.; Carlson, T.N. (1995): Thermal remote sensing of surface soil water content with partial vegetation cover for incorporation into climate models.- *J. Appl. Meteorol.* (34): 745-756.

Gillies, R.R.; Carlson, T.N.; Kustas, W.P.; Humes, K.S. (1997): A verification of the triangle method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant measurements.- *Int. J. Remote Sens.* 18 (15): 3145-3166.

- Goel, N.S.; Qin, Z. (1994): Influences of canopy architecture on relationships between various vegetation indices and LAI and FPAR: a computer simulation.- *Remote Sens. Rev.* (10): 309-347.
- Goita, K.; Royer, A.; Bussi eres, N. (1997): Characterisation of land surface thermal structure from NOAA-AVHRR Data over a Northern Ecosystem.- *Remote Sens. Environ.* (60): 282-298.
- Goward, S. N.; Markham, B.; Dye, D.G.; Dulaney, W.; Yang, J. (1991): Normalized Difference Vegetation Index from the advanced very high resolution radiometer.- *Remote Sens. Environ.* (35): 257-277.
- Grabe, F. (2002): Simulation der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsans tze.- *Wiss. Berichte des Instituts f r Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe* 28. Dissertation.
- Gu, Z. Q.; Duncan, C.N.; Renshaw, E.; Mugglestone, M.A.; Cowan, C.F.N.; Grant, P. (1989): Comparison of techniques for measuring cloud texture in remote sensed satellite meteorological image data.- *IEEE Proceedings*, 136F, 236-248.
- Gutman, G. (1999a): On the monitoring of land surface temperatures with the NOAA AVHRR: removing the effect of satellite orbit drift.- *Int. J. Remote Sens.* 20 (17): 3407-3413.
- Gutman, G. (1999b): On the use of long-term global data of land reflectances and vegetation indices derived from the Advanced Very High Resolution Radiometer.- *J. Geophys. Res.* (104): 6241-6255.
- Gutman, G.; Ignatov, A. (1998): The derivation of green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. – *Int. J. Remote Sens.* 19 (8): 1533-1543.
- Holben, B.N. (1986): Characteristics of maximum value composite images from temporal AVHRR data.- *Int J. Remote Sens.* 7: 1417-1434.
- Holdridge, L.R. (1947): Determination of world plant formations from simple climatic data.- *Science* (105): 367-368.
- Huang, X.; Lyons, T.J.; Smith, R.C.G. (1995): Meteorological implications of replacing native perennial vegetation with annual agricultural species.- In: Kalma, J.D.; Sivapalan, M.(ed.): *Scale Issues in Hydrological Modelling*: 401-410. Advanstar Commun, Chichester, England.
- Hurtt, G.C.; Moorcroft, P.R.; Pacala, S.W.; Levin, S.A. (1998): Terrestrial models and global change: challenges for the future.- *Global Change Biology* (4): 581-590.
- Inoue, T. (1985): On the temperature and effective emissivity determination of semi transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 μm window region.- *J. Met. Soc. Japan*, 63-88.
- IPPC, Intergovernmental Panel on Climate Change (2001): Climate Change 2001: Impacts, adaption and vulnerability. Cambridge.

- Iqbal, M. (1983): An introduction to solar radiation. Academic Press. New York.
- Jones, P.D.; Kelly, M.; Goodess, C.M. (1989): The effect of urban warming on the northern temperature average.- *J. of Climate* (2): 285-290.
- Justice, C.O.; Townshend, J.R.G.; Kalb, V.L. (1991): Representation of vegetation by continental data sets derived from NOAA AVHRR.- *Int. J. Remote Sens.* (12): 999-1021.
- Kalluri, S.N.V.; J    , J.; Bader, D.A. ; Zhang, Z.; Townshend, J.R.G.; Fallah-Adl, H. (2000): High performance computing algorithms for land cover dynamics using remote sensing.- *Int. J. Remote Sens.* 21 (6&7): 1513-1536.
- Kant, Y.; Badarinath, K.V.S. (2000): Studies on land surface temperature over heterogeneous areas using AVHRR data.- *Int. J. Remote Sens.* 21 (8): 1749-1756.
- Karl, T.R.; Jones, P.D. (1989): Urban bias in area-averaged surface air temperature trends. – *Bull. Amer. Met. Soc.* (70):265-70
- Karl, T.R.; Jones, P.D. (1990): Comments on "Urban bias in area-averaged surface air-temperature trends " Reply to GM Cohen.- *Bull. Amer. Met. Soc.* (71): 571-574
- Kaufman, Y.J.; Holben, B.N. 1993: Calibration of the AVHRR visible and near – IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection.- *Int. J. Remote Sens.* (14): 21-52.
- Kaufmann, R.K.; Zhou, L.; Knyazikhin, Y.; Shabanov, N.V.; Myneni, R.B.; Tucker, C.J. (2000): Effect of orbital drift and sensor changes on the time series of AVHRR vegetation index data.- *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38 (6): 2584-2597.
- Ker  nyi, J.; Szeny  n, I.G.; Putsay, M.; Wantuch, F. (1995): Cloud detection based on a threshold technique for NOAA/AVHRR images for the carpathian basin.- *Proceedings of the 1995 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Winchester, United Kingdom, 4-8 September 1995. EUM P 17 (Darmstadt-Eberstadt: Eumetsat): 565-569.
- Kerr, Y.H.; Imbernon, J.; Dedieu, G.; Hautecoeur, O.; Lagouarde, J.; Seguin, B. (1989): NOAA AVHRR and its use for rainfall and evapotranspiration monitoring.- *Int. J. Remote Sens.* (10): 847-854.
- Kerr, Y.H.; Lagouarde, J.P.; Imbernon, J. (1992): Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm.- *Remote Sens. Environ.* (41): 197-209.
- Kimes, D.S.; Smith, J.A.; Ranson, K.J. (1980): Vegetation reflectance measurements as a function of solar zenith angle.- *Photogrammetric Eng. Remote Sens.* (46): 1563-1573.
- Kneizys F.X.; Abreu L.W.; Anderson G.P.; Chetwynd J.H.; Shettle E.P.; Berk A.; Bernstein L.S.; Robertson D.C.; Acharya P.; Rothman L.S.; Selby J.E.A.; Gallery W.O.; Clough S.A., (1996): *The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Model*. - Phillips Laboratory, Geophysics Directorate,PL/GPOS, Hanscom AFB,MA 01731-3010.
- Kontradyev. K. Y. (1969): Radiation in the atmosphere. Academic, Orlando, Fla.

Köppen, W. (1936): Das geographische System der Klimate. *Handbuch der Klimatologie Band 5 Teil C*. Gebrüder Bornträger. Berlin.

Koslowsky, D. (1996): Mehrjährige validierte und homogenisierte Reihen des Reflexionsgrades und des Vegetationsindex von Landoberflächen aus täglichen AVHRR Daten hoher Auflösung. - *Meteorologisches Institut, Freie Universität Berlin, Met. Abh. Neue Folge* 9 (1). Dissertation.

Koslowsky, D. (1997): Signal degradation of the AVHRR shortwave channels of NOAA 11 and NOAA 14 by daily monitoring of desert targets.- *Adv. Space Res.* 18 (9): 1355-1358.

Koslowsky, D. (1998): *pers. comm.*

Koslowsky, D. (2001): *pers. comm.*

Lambin, E.F.; Strahler, A.H. (1994): Indicators of land cover change for change vector analysis in multitemporal space at coarse spatial scales.- *Int. J. Remote Sens.* 15 (10): 2099-2119.

Le Gleau, H.; Derrien, M.; Harang, L.; Lavanant, L.; Noyalet, A. (1989): Operational cloud mask using the AVHRR of NOAA 11.- *Proceedings of the 4th AVHRR Data Users' Meeting*, Rothenburg, F.R. Germany, 5-8 September 1989. EUM P 06 (Darmstadt-Eberstadt: Eumetsat): 85-89.

Le Gleau, H.; Derrien, M. (1995): Computation of an improved visible threshold for AVHRR cloud detection schemes.- *Proceedings of the 1995 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Winchester, United Kingdom, 4-8 September 1995. EUM P 17 (Darmstadt-Eberstadt: Eumetsat): 409-416.

Lean, J.; Rowntree, P.R. (1997): Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics.- *J. of Climate* (10): 1216-1235.

Lenz, C.J. (1996): Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände.- *Wiss. Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe* 19. Dissertation.

Leprieur, C.; Verstraete, M.M.; Pinty, B. (1994): Evaluation of the Performance of various vegetatin indices to retrieve vegetation cover from AVHRR data.- *Remote Sens. Rev.* (10): 265-284.

Lieding, M. (1998): *pers. comm.*

Louis, J. F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere.- *Bound. Layer Meteor.* (17): 506-526.

Lyons, T.J.; Smith, R.C.G.; Xinmei, H. (1996): The impact of clearing for agriculture on the surface energy balance.- *Int. J. Climatol.* (16): 551-558.

- Malingreau, J; Tucker, C. (1988): Large scale deforestation in the southeastern amazon basin of Brasil.- *Ambio* (17): 49-55.
- Mellor, G.L.; Yamada, T. (1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers.- *J. Atmos. Sci.* (31): 1791-1806.
- Mölders, N. (1998): Landscape changes over a region in East Germany and their impact upon the processes of its atmospheric water cycle.- *Meteorol. Atmos. Phys.* (68): 79-98.
- MUNR, Ministerium für Umwelt Naturschutz und Raumordnung Nordrhein-Westfalen (1989): Klima - Atlas von Nordrhein-Westfalen. Düsseldorf.
- Myneni, R.B.; Impens, I.; Asrar, G. (1993): Simulation of space measurements of vegetation canopy bidirectional reflectance factors.- *Remote Sens. Rev.* (7): 19-41.
- Myneni, R.B.; Tucker, C.J.; Asrar, G.; Keeling, C.D. (1998): Interannual variations in satellite sensed vegetation index data from 1981 to 1991.- *J. Geophys. Res.* (103): 6145-6150.
- Nemani, R.R.; Running, S.W. (1995): Satellite monitoring of global land cover changes and their impact on climate.- *Climatic Change* (31): 395-413.
- NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration (2000): NOAA KLM User's Guide September 2000 revision. – <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/intro.htm>.
- Oke, T.R. (1982): The energetic basis of the urban heat island.- *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (108): 1-24.
- Olesen, K.W.; Emery, W.J.; Maslanik, J.A. (2000): Evaluating land surface parameters in the Biosphere-Atmosphere transfer scheme using remotely sensed data sets.- *J. Geophys. Res.* (105): 7275-7293.
- Ottlé, C.; Vidal-Madjar, D. (1992): Estimation of land surface temperature with NOAA 9 data.- *Remote Sens. Environ.* (40): 27-41.
- Owen, T.W.; Carlson, T.N.; Gillies, R.R. (1998): An assessment of satellite remotely sensed land cover parameters in quantitatively describing the climatic effect of urbanization.- *Int. J. Remote Sens.* 19 (9): 1663-1681.
- Paltridge, G.W.; Platt, C.M.R. (1976): Radiative processes in meteorology and climatology. American Elsevier. New York.
- Pan, Z.; Takle, E.; Segal, M.; Arritt, R. (1999): Simulations of potential impacts of man-made land use changes on U.S. summer climate under various synoptic regimes.- *J. Geophys. Res.* (104): 6515-6528.
- Phulpin, T.; Derrien, M.; Brard, A. (1983): A two dimensional histogram procedure to analyse cloud cover from NOAA satellite high resolution imagery.- *J. Climate Appl. Met.* (22): 1332.
- Pielke, R.A.; Lee, T.J.; Copeland, J.H.; Eastman, J.L.; Ziegler, C.L.; Finley, C.A. (1997): Use of USGS provided data to improve weather and climate simulations.- *Ecol. Appl.* (7): 3-21.

Pielke, R.A.; Avissar, R.; Raupach, M.; Dolman, A.J.; Zeng, X.; Denning, S. (1998): Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate.- *Global Change Biology* (4): 461-476.

Pielke, R.A.; Walko, R.L.; Steyaert, L.T.; Vidale, P.L.; Liston, G.E.; Lyons, W.A.; Chase, T.N. (1999): The influence of anthropogenic landscape changes on weather in southern Florida.- *Mon. Weather Rev.* (127): 1663-1672.

Pielke, R.A. (2001): Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall.- *Rev. of Geophysics* 39 (2): 151-177.

Pinty, B.; Verstraete, M.M. (1992): GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellites.- *Vegetatio* (101): 15-20.

Pinty, B., Leprieux, C. & Verstraete, M.M. (1993): Towards a quantitative interpretation of vegetation indices. Part I: Biophysical canopy properties and classical indices.- *Remote Sensing Rev.* (7): 127-150.

Pozo Vázquez, D.; Olmo Reyes, F.J.; Alados Arboledas, L. (1997): A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data.- *Remote Sens. Environ.* (62): 215-222.

Prata, F. (1993): Land surface temperatures derived from the Advanced Very High Resolution Radiometer and the Along-Track Scanning Radiometer 1. Theory.- *J. Geophys. Res.* (98): 16,689-16,702.

Price, J.C. (1984): Estimating surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 AVHRR.- *J. Geophys. Res.* (92): 7231-7237.

Privette, J.L.; Fowler, C.; Wick, G.A.; Baldwin, D.; Emery, W.J. (1995): Effects of orbital drift on Advanced very high resolution radiometer products: normalized difference vegetation index and sea surface temperature.- *Remote Sens. Environ.* (53): 164-171.

Qin, Z.; Karnieli, A. (1999): Progress in the remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA AVHRR data.- *Int. J. Remote Sens.* 20 (12): 2367-2393.

Rahman, H.; Pinty, B.; Verstraete, M.M. (1993): Coupled surface atmosphere reflectance (CSAR) model. 2: Semiempirical surface model usable with NOAA advanced very high resolution radiometer data.- *J. Geophys. Res.* (98): 20,791-20,801.

Raupach, M.R. (1998): Influence of local feedbacks on land-air exchanges of energy and carbon.- *Global Change Biology* (4): 477-494.

Ritter, B.; Geleyn, J.F. (1992): A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations.- *Mon. Weather Rev.* (120): 303-325.

Roujean, J.L.; Leroy, M.; Deschamps, P.Y. (1992): A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data.- *J. Geophys. Res.* (97): 20,445-20,468.

- Sakellariou, N.K.; Leighton, H.G. (1988): Identification of cloud free pixels in inhomogenous surfaces from AVHRR radiances.- *J. Geophys. Res.* (93): 5287-5293.
- Saunders, R.W.; Kriebel, K.T. (1988): An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data.- *Int. J. Remote Sens.* 9 (1): 123-150.
- Schwalb, A. (1978): The TIROS-N/NOAA A-G satellite series, TM 95, NOAA/NESS, Washington D.C.
- Seguin, B.; Assad, E.; Freteaud, J.P.; Imbernon, J.; Kerr, Y.; Lagouarde, J.P. (1989): Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions.- *Int. J. Remote Sens.* (10): 1101-1117.
- Sellers, P.J.; Berry, J.A.; Collatz, G.J.; Field, C.B., Hall, F.G. (1992): Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration, III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme.- *Remote Sens. Environ.* (42): 187-216.
- Sellers et al. (1996): A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data.- *J. of Climate* (9): 706-737.
- Seth, A.; Giorgi, F. (1996): Three dimensional model study of organized mesoscale circulation induced by vegetation.- *J. Geophys. Res.* (101): 7371-7391.
- Seuffert, G. (2001): Two approaches to improve the simulation of near surface processes in numerical weather prediction models.- Dissertation Universität Bonn.
- Shabanov, N.V.; Zhou, L.; Knyazikhin, Y.; Myneni, R.B.; Tucker, C.J. (2000): Analysis of interannual change in northern vegetation activity observed in AVHRR data during 1981 to 1994. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (submitted August 2000).
- Shukla, J.; Mintz, Y. (1982): Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate.- *Science* (215): 1498-1501.
- Shukla, J.; Nobre, C.; Sellers, P. (1990): Amazon deforestation and climatic change.- *Science* (247): 3519-3546.
- Simmer, C.; Raschke, E.; Ruprecht, E. (1982): A method for the determination of cloud properties from two-dimensional histograms.- *Ann. Meteorol.* (18): 130-132.
- Simpson, J.J.; Gobat, J.I. (1996): Improved cloud detection for daytime AVHRR scenes over land.- *Remote Sens. Environ.* (55): 21-49.
- Sobrino, J.A.; Coll, C.; Casalles, V. (1991): Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5.- *Remote Sens. Environ.* (38): 19-41.
- Staylor, W.F.; Suttles, J.T. (1986): Reflection and emission models for deserts derived from Nimbus 7 ERB scanner measurements.- *J. Clim. Appl. Meteorol.* (25): 196-202.

- Stohlgren, T.J.; Chase, T.N.; Pielke, R.A.; Kittel, T.G.F.; Baron, J. (1998): Evidence that local land use practices influence regional climate and vegetation in adjacent natural areas.- *Global Change Biology* (4): 495-504.
- Tang, Y.; Miao, M. (1998): A numerical case study on the impact of surface characteristics variations associated with urbanization on local climate.- *Contr. Atmos. Phys.* 71 (3): 347-357.
- Thomas, W. (1995): Die Bestimmung der Reflexionsfunktion orographisch strukturierter Landoberflächen.- *Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Forschungsbericht* 95-27. Oberpfaffenhofen.
- Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models.- *Mon. Weather Rev.* (117): 1779-1800.
- Townshend, J.R.G.; Justice, C.O.; Li, W.; Gurney, C.; McManus, J. (1991): Global land cover classification by remote sensing. Present capabilities and future possibilities.- *Remote Sens. Environ.* (35): 243-255.
- Tucker, C.J. (1979): Red and photographic infrared linear combination for monitoring vegetation.- *Remote Sens. Environ.* (8): 127-150.
- Tucker, C.J.; Holben, B.N.; Goff, T.E. (1984): Intensive forest clearing in Rondonia, Brazil, as detected by satellite remote sensing.- *Remote Sens. Environ.* (15): 255-261.
- Tucker, C.J.; Townshend, J.R.G.; Goff, T.E. (1985): African land cover classification using satellite data.- *Science* (227): 369-375.
- Twomey, S.; Cocks, T. (1982): Spectral reflectances of clouds in the near infrared: Comparisons between measurements and calculations.- *J. Meteorol. Soc. Jpn.* (6): 583-592.
- UBA, Umweltbundesamt (2001): Daten zur Umwelt 2000. Berlin.
- Ulivieri, C.M.; Castronuovo, R.; Francioni, R.; Cardillio, A (1992): A split-window algorithm for estimating land surface temperatures from satellites, *COSAR, Com. On Space Programs and Res., Washington D.C.*, Aug 27 to Spet. 5, 1992.
- Valor, E.; Caselles, V. (1996): Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas.- *Remote Sens. Environ.* (57): 167-184.
- Van de Griend, A.; Owe, M. (1993): Relation between thermal emission and NDVI.- *Int. J. Remote Sens.* 14 (6): 1119-1131.
- Vermote E.; Tanre, D.; Morcrette, J.J. (1997): Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum 6S: an overview. - *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35 (3): 675-686.
- Vermote, E.; Kaufman, Y.J. (1995): Absolute calibration of AVHRR visible and near infrared channels using ocean and cloud views.- *Int. J. Remote Sens.* 16 (13): 2317-2340.
- Verstraete, M.M.; Pinty, B.; Dickinson, R.E. (1990): A physical model of the bidirectional reflectance of vegetation canopies, 1, Theory.- *J. Geophys. Res.* (95): 11,755-11,765.

Verstraete, M.M.; Pinty, B. (1996): Designing optimal spectral indexes for remote sensing applications.- *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 34 (5): 1254-1264.

Vogt, J.V.; Viau, A.A.; Paquet, F. (1997): Mapping regional air temperature fields using satellite derived surface skin temperatures.- *Int. J. Climatology* (17): 1559-1579.

Vygodskaya, N.N.; Gorshkova, I.I.; Fadeyeva, Y.V. (1989): Theoretical estimates of sensitivity in some vegetation indices to variation in the canopy condition.- *Int J. Remote Sens.* 10 (12): 1857 – 1872.

Walter, H. (1990): Vegetation und Klimazonen. UTB. Stuttgart.

Wrigley, R.C.; Spanner, M.; Slye, R.E.; Pueschel, R.F.; Aggarwal, H.R. (1992): Atmospheric correction of remotely sensed image data by a simplified model. – *J. Geophys. Res.* (97): 18797-18814.

Xue, Y. (1996): The impact of desertification in the Mongolian and inner Mongolian grassland on the regional climate.- *J. of Climate* (9): 2498-2521.

Xue, Y.; Fennessy, M.J.; Sellers, P.J. (1996): Impact of vegetation properties on US summer weather prediction.- *J. Geophys. Res.* (101): 7419-7430.

Zhou, L.; Tucker, C.J.; Kaufmann, R. K.; Slayback, D.; Shabanov, N.V.; Myneni, R. B. (2001): Variations in Northern Vegetation Activity Inferred from Satellite Data of Vegetation Index During 1981 to 1999. *J. Geophys. Res.* (106): 20069-20084.

Anhang I: Das Bodenmodul TERRA

TERRA - hydrologischer Teil

Im folgenden wird die Berechnung der Eingangsgrößen für die prognostischen Gleichungen (5-2) bis (5-3) beschrieben. Die Berechnungen erfolgen über die Modellierung der Teilprozesse Evaporation, Transpiration, Infiltration, Oberflächenabfluss, Versickerung, kapillarer Aufstieg und Abfluss aus den Bodenschichten.

Nicht eingegangen wird auf den Schneespeicher, da er für die durchgeführten Simulationen keine Rolle spielt. Gleiches gilt für Besonderheiten bei gefrorenem Boden.

Boden-Evaporation E_b

Die Evaporation aus dem Boden E_b ist das Minimum aus der potenziellen Evaporation E_p und dem maximal möglichen Wasserfluss durch den Boden F_m (Doms & Schättler 1999, Dickinson 1984):

$$F_m = C_k D \frac{s_1}{(z_0 z_1)^{0,5}} \quad (\text{AI-1})$$

$$C_k = 1 + 1550 \frac{D_{\min}}{D_{\max}} \frac{B - 3,7 + 5/B}{B + 5} \quad (\text{AI-2})$$

$$D = 1,02 D_{\max} s_1^{B+2} (s_0 / s_1)^{B_f} \quad (\text{AI-3})$$

s_0 ist der mittlere Wassergehalt aller Bodenschichten und s_1 der Wassergehalt der obersten Bodenschicht, jeweils im Verhältnis zum Wassergehalt bei Sättigung. D_{\min} ist $2,5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ und die Parameter D_{\max} , B und B_f sind bodenartsspezifische Parameter.

E_p wird nach der Bulk-Formel berechnet aus:

$$E_p = -\rho_a C_q^d \left| \vec{v}_h \right| \left[q_a - q_{sat}(T_s) \right] \quad (\text{AI-4})$$

C_q^d ist der turbulente Austauschkoefizient für Feuchte, der diagnostisch über die Monin-Obukhov - Ähnlichkeitstheorie ermittelt wird. \vec{v}_h ist die horizontale Windgeschwindigkeit, q_a die spezifische Feuchte der untersten atmosphärischen Schicht, q_{sat} die Sättigungsfeuchte an der Erdoberfläche und ρ_a die Luftdichte.

Pflanzen-Transpiration T_p

Die Beschreibung der Transpiration in TERRA folgt im wesentlichen Dickinson (1984). Vorausgesetzt wird, dass die Bodentemperatur gleich der Bestandstemperatur ist. Die Transpiration wird dann folgendermaßen bestimmt:

$$T_p = -\rho_a \left[q_a - q_{sat}(T_s) \right] (r_a + r_f)^{-1} \quad (\text{AI-5})$$

wobei r_a der aerodynamische Widerstand und r_f der Widerstand zwischen den Blättern und der Bestandsluft ist:

$$r_a = \left(C_q^d |v_h| \right)^{-1} \quad (\text{AI-6})$$

$$r_f = \frac{1 + C' \sqrt{u^*} \cdot r_s}{LAI \cdot C' \sqrt{u^*}} \quad (\text{AI-7})$$

C' ist eine Konstante für den Austausch zwischen den Blättern und der Bestandsluft ($=0,05 (m/s)^{0,5}$), u^* die Reibungsgeschwindigkeit und r_s der Stomatawiderstand. Der Stomatawiderstand wird über Stressfunktionen F zwischen einem maximalen ($r_{max} = 1000 \text{ s/m}$) und einem minimalen ($r_{min} = 90 \text{ s/m}$) Wert gewichtet:

$$r_s^{-1} = r_{max}^{-1} + (r_{min}^{-1} - r_{max}^{-1}) (F_{rad} F_{wat} F_{tem} F_{hum}) \quad (\text{AI-8})$$

Alle Stressfunktionen F liegen zwischen 1 bei optimalen und 0 bei sehr ungünstigen Bedingungen. F_{rad} beschreibt den Einfluss der Strahlungsverfügbarkeit und sinkt unterhalb eines kritischen Wertes ($PAR_{crit} = 100 \text{ W/m}^2$) der verfügbaren photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) ab:

$$F_{rad} = \text{Min} \left(1; \frac{PAR}{PAR_{crit}} \right) \quad (\text{AI-9})$$

Ist der Wassergehalt im Wurzelraum (η_{root}) geringer als der Wassergehalt beim Punkt des Saugspannungsverlustes der Pflanzen (η_{TLP}), so wird der Stomatawiderstand durch Trockenheitsstress erhöht:

$$F_{wat} = \text{Max} \left[0; \text{Min} \left(1; \frac{\eta_{root} - \eta_{PWP}}{\eta_{TLP} - \eta_{PWP}} \right) \right] \quad (\text{AI-10})$$

$$\eta_{root} = \frac{1}{RD} \int_{z=0}^{z=RD} \eta(z) dz \quad (\text{AI-11})$$

Der Punkt des Saugspannungsverlustes (*Turgor Loss Point*, TLP) hängt von der potenziellen Verdunstung, der Luftfeuchte und der Bodentemperatur ab, der permanente Welkepunkt (*Permanent Wilting Point*, PWP) ist bodenartspezifisch.

Wärme und Kälte können ebenfalls zum Schließen der Stomataöffnungen der Pflanzen führen:

$$F_{tem} = \text{Max} \left[0; \text{Min} \left(1; 4 \frac{(T_s - T_0) \cdot (T_{end} - T_s)}{(T_{end} - T_0)^2} \right) \right] \quad (\text{AI-12})$$

mit $T_0 = 273,15 \text{ K}$ und $T_{end} = 313,15 \text{ K}$.

Auch bei hohen Differenzen Δq zwischen der spezifischen Feuchte am Boden und in der untersten atmosphärischen Schicht wird der Stomatawiderstand erhöht:

$$F_{hum} = 1 - \text{Min} \left[1; \text{Max} \left(0; 4 \left(\frac{\Delta q}{q_{sat}} - 0.75 \right) \right) \right] \quad (\text{AI-13})$$

Die dem Boden durch die Transpiration verlorengegangene Wassermenge wird folgendermaßen auf die einzelnen Bodenschichten ($k=1,2$) verteilt:

$$T_k = T_p \frac{\Delta z_{root,k}}{RD} \frac{\eta_k}{\eta_{root}} \quad (AI-14)$$

$\Delta z_{root,k}$ ist die durchwurzelte Tiefe der Bodenschicht k.

Infiltration I_i und Oberflächenabfluss R_i

Zur Berechnung der Infiltrationsrate wird zunächst die Infiltrationskapazität $I_{i,max}$ bestimmt. Diese hängt vom Wassergehalt der obersten Bodenschicht, dem FVC und der Bodenart ab:

$$I_{i,max} = \text{Max}(0.5; FVC) \cdot IK_1 \cdot \frac{(\eta_{SAT} - \eta_1)}{\eta_{SAT}} + IK_2 \quad (AI-15)$$

η_{SAT} ist der vom Porenvolumen bestimmte Wassergehalt bei Sättigung und IK_1 und IK_2 sind Infiltrationsparameter, die ebenfalls von der Bodenart abhängen.

Die Infiltration setzt sich aus der Versickerung aus dem Interzeptionsspeicher $I_{i,int}$ und der direkten Versickerung von Regen zusammen. Für $I_{i,int}$ gilt:

$$I_{i,int} = W_i' \frac{\rho_w}{t_{ver}} \quad (AI-16)$$

t_{ver} ist eine Zeitkonstante für die Drainage aus dem Interzeptionsspeicher, die mindestens doppelt so groß wie der Modellzeitschritt (Δt) sein muss. W_i' ist der gegenüber dem Anfangswert W_i um die Verdunstung verminderte Inhalt des Interzeptionsspeichers:

$$W_i' = W_i + r_i E_p \frac{2\Delta t}{\rho_w} \quad (AI-17)$$

mit r_i als nassen Bruchteil der Gitterbox:

$$r_i = \text{Max}(0.01; 1 - e^{-W_i / 0.0004}) \quad (AI-18)$$

Bei Regen wird zunächst der Inhalt des Interzeptionsspeichers erhöht, die darüber hinausgehende Niederschlagsmenge steht zur Infiltration zur Verfügung. Der maximale Infiltrationsspeicher ist:

$$W_{i,max} = 5 \cdot 10^{-4} (1 + 5 \cdot FVC) \quad (AI-19)$$

Ein Teil des Niederschlags αP_r erhöht den Inhalt des Interzeptionsspeichers, der Rest $(1-\alpha)P_r$ steht zur Infiltration zur Verfügung. Dabei ist:

$$\alpha = \text{Max} \left[\beta; \frac{(W_{i,max} - W_i') \frac{\rho_w}{2\Delta t} + I_{i,int}}{P_r} \right] \quad (AI-20)$$

$$\beta = \left(1 - \frac{W_i}{W_{i,max}} \right)^{0.5} \quad (AI-21)$$

D.h. α ist vom Verhältnis (β) des tatsächlichen zum maximalen Interzeptionsspeicherinhaltes abhängig, wird aber gegebenenfalls korrigiert, damit bei Regen der Interzeptionsspeicherinhalt nicht abnimmt. Der Korrekturterm spielt eine Rolle, wenn der Interzeptionsspeicher leer ist, die Versickerung aus dem Speicher rasch erfolgt und der

Niederschlag gering ist. Damit ist die Infiltrationsrate ohne Berücksichtigung der Schmelz- und Frierprozesse:

$$I_i = \text{Min}[I_{i,\max}; I_{i,\text{int}} + (1 - \alpha)P_r] \quad (\text{AI-22})$$

Falls die zur Infiltration zur Verfügung stehenden Wassermenge in einem Zeitschritt größer als die maximal infiltrierbare Menge ist, bildet die Differenz einen ersten Beitrag zum Oberflächenabfluss:

$$R_{i,\text{int}} = [I_{i,\text{int}} + (1 - \alpha)P_r] - I_{i,\max} \quad (\text{AI-23})$$

Daraufhin wird ein vorläufiger neuer Wassergehalt des Interzeptionsspeichers berechnet, der um den Beitrag der Infiltration und des Oberflächenabflusses korrigiert ist:

$$W_i' = W_i + (\alpha P_r + r_i E_p - I_i - R_{i,\text{int}}) \frac{2\Delta t}{\rho_w} \quad (\text{AI-24})$$

Ist der neue Wassergehalt W_i' größer als $W_{i,\max}$, so ergibt sich ein zweiter Beitrag zum Oberflächenabfluss:

$$R_{i,W\max} = (W_i' - W_{i,\max}) \frac{\rho_w}{2\Delta t} \quad (\text{AI-25})$$

Unterschreitet W_i' einen Minimalwert, so kommt es aufgrund des erhöhten Widerstandes des trockenen Bodens gegen Infiltration ebenfalls zu einem zusätzlichen Abflussterm:

$$R_{i,W\min} = W_i' \frac{\rho_w}{2\Delta t} \quad (\text{AI-26})$$

Da hier nicht auf Schmelz- und Frierprozesse eingegangen werden soll, ergibt sich somit für den Oberflächenabfluss:

$$R_i = R_{i,\text{int}} + R_{i,W\max} + R_{i,W\min} \quad (\text{AI-27})$$

Versickerung und kapillarer Aufstieg ($F_{k,k+1}$)

Zur Berechnung der vertikalen Wassertransporte durch Schwerkraft und kapillaren Aufstieg wird die Darcy-Gleichung verwendet:

$$F_{k,k+1} = -\rho_w \left[D_w(\eta) \frac{\partial \eta}{\partial z} + K_w(\eta) \right] \quad (\text{AI-28})$$

die hydraulische Diffusivität D_w und die hydraulische Leitfähigkeit K_w sind vom Wassergehalt abhängig:

$$D_w(\eta) = D_0 \exp \left[D_1 \frac{(\eta_{SAT} - \bar{\eta})}{(\eta_{SAT} - \eta_{ADP})} \right] \quad (\text{AI-29})$$

$$K_w(\eta) = K_0 \exp \left[K_1 \frac{(\eta_{SAT} - \bar{\eta})}{(\eta_{SAT} - \eta_{ADP})} \right] \quad (\text{AI-30})$$

wobei die Konstanten D_0 , D_1 , K_0 und K_1 , der Punkt der Lufttrockenheit (*Air Dryness Point*, ADP) und der Wassergehalt bei Sättigung (η_{SAT}) von der Bodenart bestimmt werden. Der Punkt der Lufttrockenheit kennzeichnet den Mindestwassergehalt der obersten Bodenschicht, unter dem keine Verdunstung aus dem Boden möglich ist. D_w und K_w werden für die Grenzen

zwischen den Schichten k und $k+1$ berechnet. Dazu wird ein gewichtetes Mittel des Wassergehaltes der ober- und unterhalb gelegenen Schichten benötigt ($a_k=0,8$):

$$\bar{\eta}_{k,k+1} = a_k \text{Min}(\eta_k; \eta_{k+1}) + (1 - a_k) \cdot \text{Max}(\eta_k; \eta_{k+1}) \quad (\text{AI-31})$$

Ist die Infiltrationsrate I_i positiv, so kann der Fluss von der ersten in die zweite Bodenschicht den Betrag I_i nicht übersteigen, damit der oberste Boden bei positiver Infiltration nicht austrocknet. Weiterhin wird der Fluss $F_{k,k+1}$ an jeder Schichtgrenze so beschränkt, dass pro Zeitschritt maximal 10 % des Porenvolumens entwässert werden können.

Abfluss aus den Bodenschichten (R_k)

Der Abfluss aus den Bodenschichten setzt ein, sobald der Wassergehalt η_k des Bodens den Wassergehalt bei Feldkapazität (η_{FC}) überschreitet und durch Infiltration, Versickerung oder kapillare Bewegungen weiter erhöht wird. Gleichzeitige Wasserverluste durch Verdunstung oder Transpiration werden dabei nicht berücksichtigt ($F_I = -I_I$):

$$\Delta F_k = F_{k+1} - F_k \quad (\text{AI-32})$$

Falls $\Delta F_k > 0$ und $\eta_k > \eta_{FC}$ ist gilt:

$$R_k = \frac{\eta_k - \eta_{FC}}{\eta_{SAT} - \eta_{FC}} \Delta F_k \quad (\text{AI-33})$$

TERRA - thermischer Teil

Im thermischen Teil von TERRA werden die Wärmeflüsse im Boden berechnet um die Oberflächentemperatur prognostisch bestimmen zu können. Die Berechnung der Bodewärmeströme G_{mb} und G_{cm} erfolgt auf Grundlage der *Extended Force Restore* (EFR) Methode (Jacobsen & Heise 1981). Als zweite Grenzbedingung neben der zeitlich konstanten Temperatur am unteren Rand wird dabei von zeitlich harmonischen Schwankungen der Oberflächentemperatur ausgegangen. Dazu werden zwei beliebig wählbare Wellenperioden t_1 und t_2 des atmosphärischen Antriebs vorgegeben. Aus diesen Wellenperioden (mit den Frequenzen des Temperaturzyklus $\omega_{l,2} = 2\pi/t_{l,2}$) werden unter Berücksichtigung der Wärmeleitfähigkeit λ und der Wärmekapazität $c\rho$ die Eindringtiefen $D_{l,2}$ der Temperaturschwankungen in den Boden berechnet:

$$D_{l,2} = \sqrt{\frac{2\lambda}{c\rho\omega_{l,2}}} = \sqrt{\left(\frac{\lambda t_{l,2}}{c\rho\pi}\right)} \quad (\text{AI-34})$$

Aus D_l und dem Verhältnis $x^2 = t_1/t_2$ werden die Schichtdicken $\Delta z_{th,1}$ und $\Delta z_{th,2}$ bestimmt:

$$\Delta z_{th,1} = D_1 (1 + x)^{-1} \quad (\text{AI-35})$$

$$\Delta z_{th,2} = \Delta z_{th,1} (\alpha \beta_m^{-1} - 1) \quad (\text{AI-36})$$

$$\alpha_s = \omega_1 (1 + x + x^2) \quad (\text{AI-37})$$

$$\beta_m = \omega_1 x \sqrt{x + x^2} \exp[-x/(1 + x)] \quad (\text{AI-38})$$

Wärmeleitfähigkeit und -kapazität sind abhängig vom Wassergehalt des Bodens. Da für die EFR-Methode aber zeitunabhängige Werte für λ und $c\rho$ benötigt werden, wird für die Berechnung von einem mittleren Wassergehalt in Abhängigkeit der Bodenart ausgegangen. Die Wärmeflüsse werden folgendermaßen berechnet:

$$G_{cm} = -\frac{\lambda}{D_2^2} \frac{\Delta z_{th,1} + \Delta z_{th,2}}{1 + x + x^2} (T_m - T_c) \quad (\text{AI-39})$$

$$G_{mb} = G_{cm} - \frac{\lambda}{D_1^2} \Delta z_{th,2} \left[-x(T_m - T_c) + (1 + x + x^2) \frac{\Delta z_{th,1}}{\Delta z_{th,1} + \Delta z_{th,2}} (T_s - T_c) \right] \quad (\text{AI-40})$$

Über die (AI-39) und (AI-40) werden die prognostischen Gleichungen für T_s , T_m und T_c (5-6 und 5-7) implizit gelöst.

Anhang II: Atmosphärischer Einfluss auf Fernerkundungssignale

Solare Kanäle

Allgemein kann die am Sensor eintreffende Strahlung für isotrope Oberflächen folgendermaßen beschrieben werden (Wrigley et al. 1992):

$$L_{Sat} = \left[(L_r^\uparrow + L_a^\uparrow) + \frac{\tau L_{Surf}^\downarrow C_S}{(1 - C_S S)} \right] \quad (\text{AII-1})$$

Wobei L_{Sat} die am Sensor gemessene Strahldichte ist. L_r und L_a sind die atmosphärischen Beiträge durch Rayleigh- und Aerosolstreuung und L_{Surf} ist die abwärts gerichtete solare Einstrahlung unmittelbar über dem Boden. X_S bezeichnet die Reflexion am Boden und damit das gesuchte Signal. S ist der Anteil der am Boden reflektierten Strahlung, der von der Atmosphäre zum Boden zurückreflektiert wird (sphärische Albedo) und τ bezeichnet den Transmissionsfaktor für direkte Strahlung zwischen Erdoberfläche und Satellit. Der Gesamttransmissionsfaktor τ ist durch das Produkt der einzelnen Transmissionen bezüglich Rayleigh- (τ_r) und Aerosolstreuung (τ_a) sowie Ozon- (τ_{O_3}), und Wasserdampfabsorption (τ_{H_2O}) bestimmt (Iqbal 1982):

$$\tau_r = \exp \frac{-0.008735 \cdot \bar{\lambda}^{-4.08}}{\cos SAZ} \quad (\text{AII-2})$$

$$\tau_a = \exp \frac{-\beta \cdot \bar{\lambda}^{-1.3}}{\cos SAZ} \quad (\text{AII-3})$$

$$\tau_{O_3} = \exp \frac{-\sigma_{O_3} l}{\cos SAZ} \quad (\text{AII-4})$$

$$\tau_{H_2O} = \exp \frac{-0.2385 \sigma_{H_2O} w / \cos SAZ}{(1 + 20.07 \sigma_{H_2O} w / \cos SAZ)^{0.45}} \quad (\text{AII-5})$$

Dabei sind σ_{H_2O} und σ_{O_3} die Extinktionskoeffizienten für Wasserdampf bzw. Ozon ($\sigma_{H_2O} = 0$ für Kanal 1 und $0.8 \text{ (cm ppw)}^{-1}$ für Kanal 2, $\sigma_{O_3} = 0.085 \text{ (cm Ozon)}^{-1}$ für Kanal 1 und $0.8 \text{ (cm ppw)}^{-1}$ für Kanal2). w ist der Wasserdampfgehalt (in cm), l die Ozonkonzentration und $\bar{\lambda}$ die mittlere Wellenlänge

Die Einstrahlung am Boden ist ebenfalls von der atmosphärischen Transmissivität und der eingestreuten Strahlung abhängig

$$L_{surf} = E_o \tau + L_a^\downarrow + L_r^\downarrow \quad (\text{AII-6})$$

Der Strahlungsbeitrag durch Rayleighstreuung kann folgendermaßen bestimmt werden:

$$L_r^\uparrow = \frac{(\Gamma_r E_0 \tau_{O_3} P_r)}{4\pi \cos SAZ} \quad \text{bzw} \quad L_r^\downarrow = \frac{(\Gamma_r E_0 \tau_{O_3} P_r)}{4\pi \cos SUZ} \quad (\text{AII-7})$$

mit der Rayleigh - optischen Dicke Γ_r und der Rayleigh-Phasenfunktion P_r :

$$P_r = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \psi) \quad (\text{AII-8})$$

sowie dem Streuwinkel ψ :

$$\cos \psi = \cos SUZ \cos SAZ + \sin SUZ \sin SAZ \cos(SUA - SAA) \quad (\text{AII-9})$$

In ähnlicher Weise kann die Kalkulation der Aerosolstreuung erfolgen:

$$L_a^\uparrow = \frac{(\omega_a \Gamma_a E_0 \tau_{O_3} P_a)}{4\pi \cos SAZ} \quad \text{bzw} \quad L_a^\downarrow = \frac{(\omega_a \Gamma_a E_0 \tau_{O_3} P_a)}{4\pi \cos SUZ} \quad (\text{AII-10})$$

ω_a ist die Einfachstreueralbedo der Aerosole. Die Phasenfunktion für die Aerosolstreuung (P_a) kann über die Henvey-Greenstein Approximation kalkuliert werden kann:

$$P_a = \frac{1 - \gamma^2}{(1 + \gamma^2 + 2\gamma \cos^2 \psi)^{1.5}} \quad (\text{AII-11})$$

γ ist hier ein Asymmetrieparameter in Abhängigkeit des Aerosoltyps. Während die Rayleighstreuung eine vergleichsweise geringe Abhängigkeit vom Streuwinkel zeigt, besitzt die Aerosolstreuung ein ausgeprägtes Maximum in der Vorwärtsstreuung.

Thermale Kanäle

Für den thermalen Bereich ist das vom Kanal i aufgezeichnete Signal folgendermaßen bestimmt:

$$L_{Sat} = L_{Surf} + L_{Atm}^\uparrow + \frac{(1 - \varepsilon)}{\pi} T_\lambda L_{Atm}^\downarrow \quad (\text{AII-12})$$

L_{Surf} ist der Beitrag des Bodens, L_{Atm}^\uparrow der atmosphärische Beitrag über die nach oben gerichtete Strahlungsrichtung und der dritte Term beschreibt die nach unten gerichtete atmosphärische Strahlung, die am Boden reflektiert wird und den Sensor erreicht. Der Bodenbeitrag ist:

$$L_{Surf} = \varepsilon B(T_s) \tau_\lambda(SAZ) \quad (\text{AII-13})$$

mit der Planckfunktion B in Abhängigkeit der Bodentemperatur T_s und der Transmission τ in Abhängigkeit des Satellitenzenitwinkels.

Die Atmosphäre emittiert in jeder Höhe Strahlung, die auf dem Weg zum Sensor durch darüberliegende Atmosphärenschichten teilweise absorbiert und daher geschwächt wird. Als Summe ergibt sich

$$L_{Atm}^\uparrow = \int_0^h B_\lambda(T_z) \frac{\partial \tau_\lambda(SAZ, h, z)}{\partial z} dz \quad (\text{AII-14})$$

wobei T_z die Atmosphärentemperatur in der Höhe z und $\tau_\lambda(SAZ, h, z)$ die Transmission zwischen der Sensorhöhe h und der Höhe z ist.

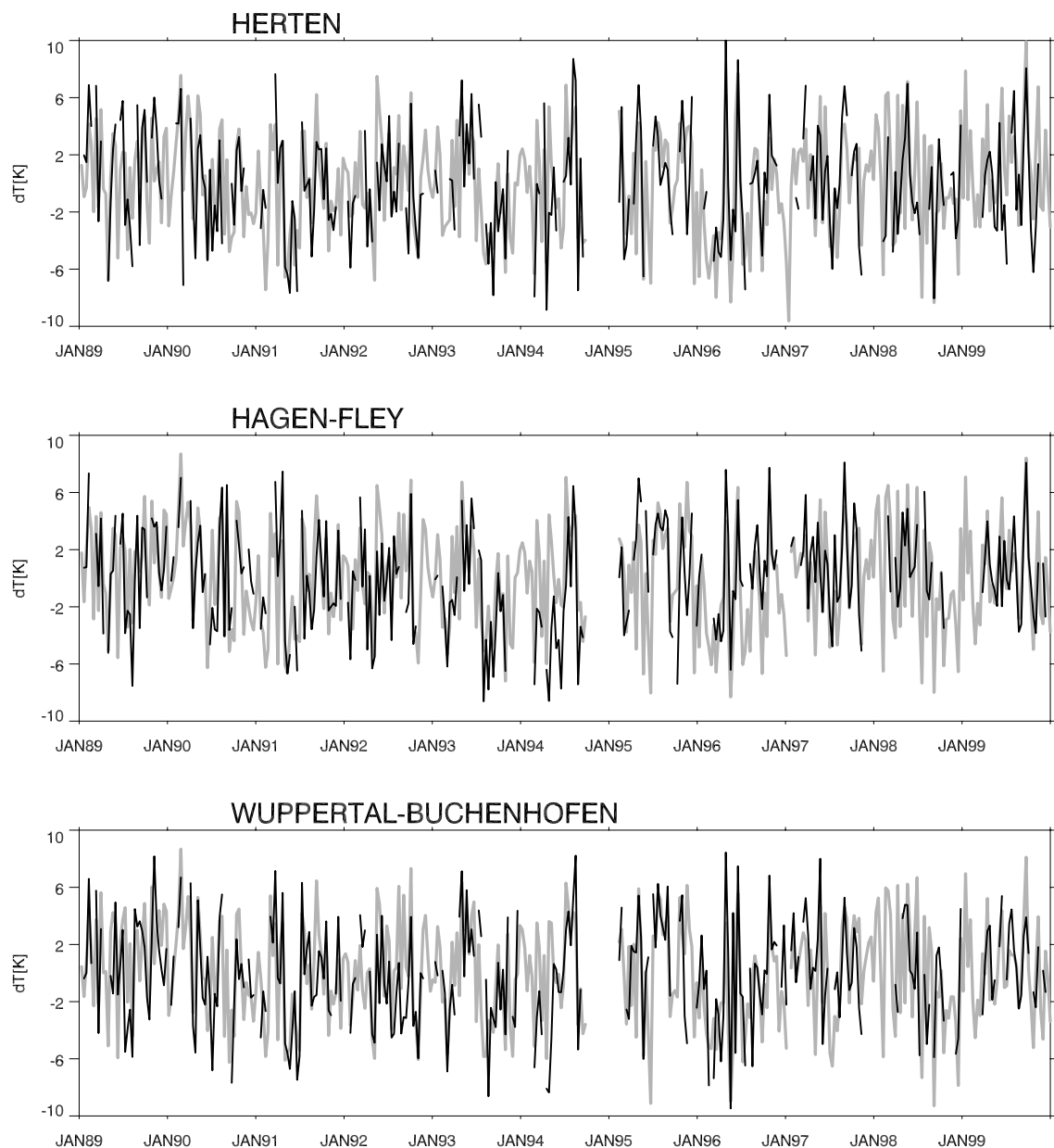
Der Beitrag der nach unten gerichteten atmosphärischen Emission ergibt sich entsprechend durch:

$$L_{Atm}^\downarrow = \int_0^h B_\lambda(T_z) \frac{d\tau_\lambda'(SAZ', 0, z)}{dz} dz \quad (AII-15)$$

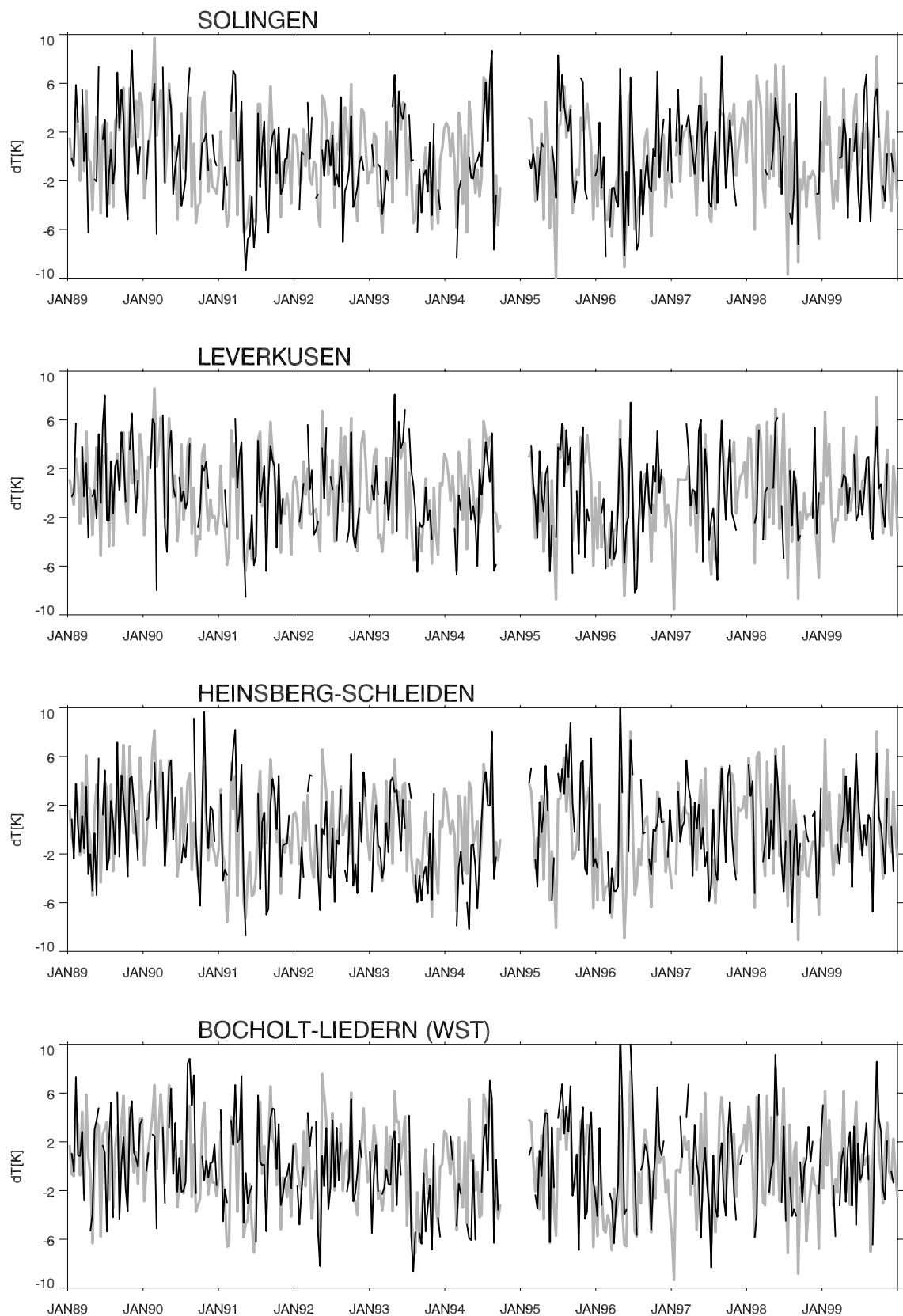
$\tau_\lambda(SAZ', 0, z)$ ist die Transmission zwischen der Erdoberfläche und z (Sobrino et al 1991).

Anhang III: Vergleich von AVHRR– Oberflächentemperaturen mit 2 m - Temperaturen der Stationen in NRW

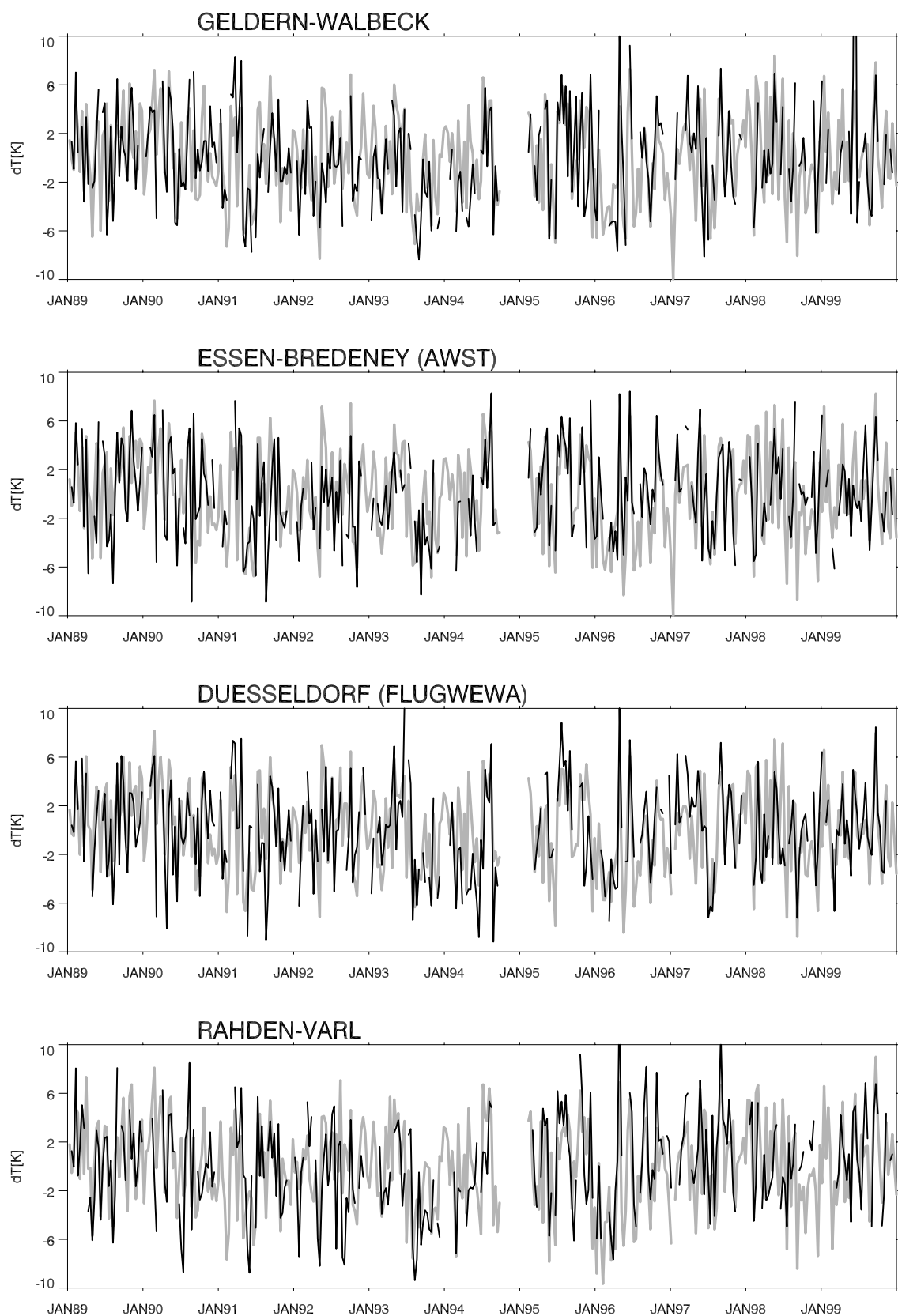
Die folgenden Abbildungen zeigen den Vergleich zwischen den Anomalien der 2m - Temperaturen an den DWD Stationen in NRW (grau) und den Oberflächentemperaturen des AVHRR (schwarz) zwischen 1990 und 1999. Die Satellitendaten sind das Mittel von 3x3 wolkenfreien Pixeln um die jeweilige Station. Dekaden mit weniger als 4 wolkenfreien Pixeln im 3x3 Fenster sind ausgeschlossen.



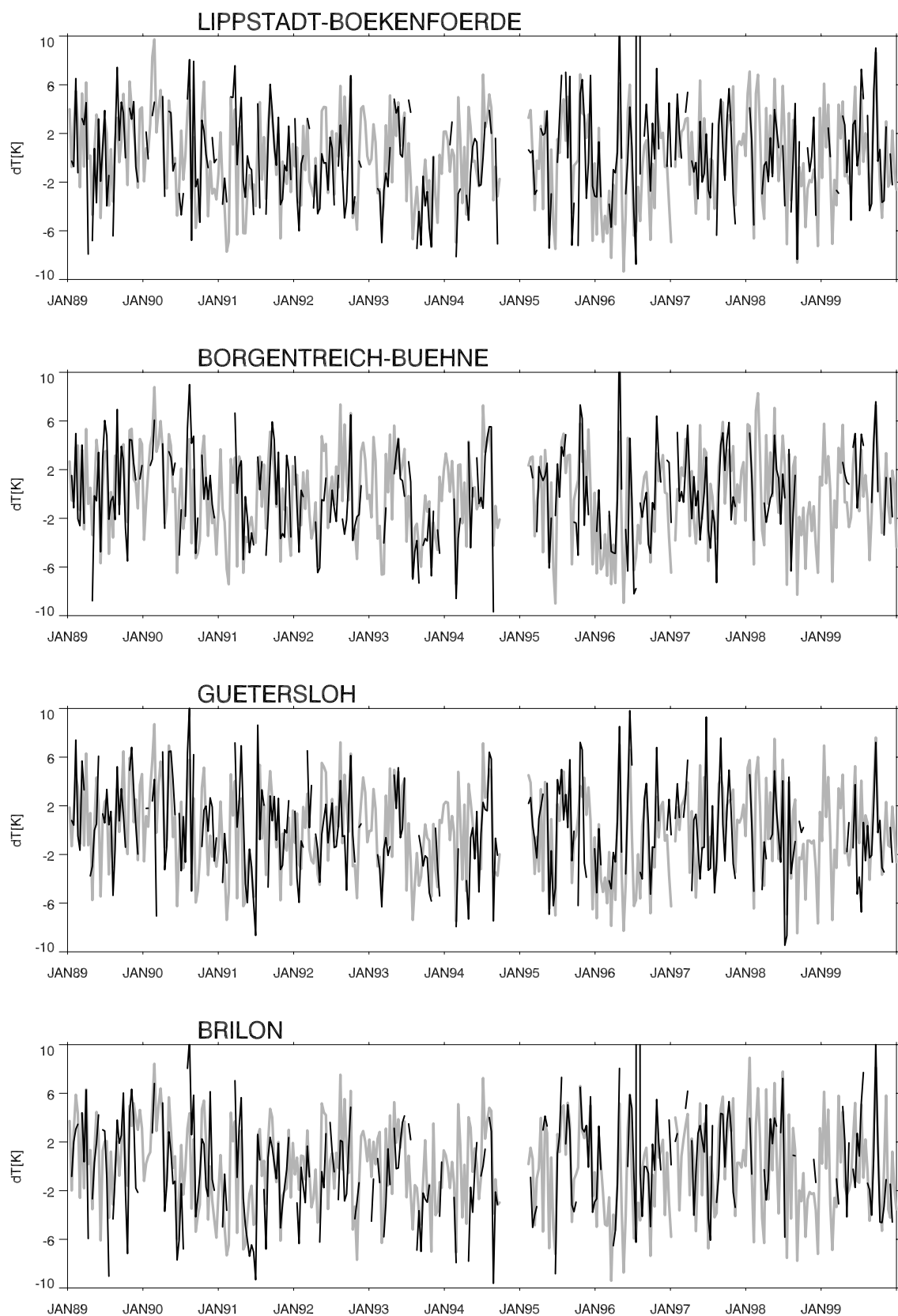
*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



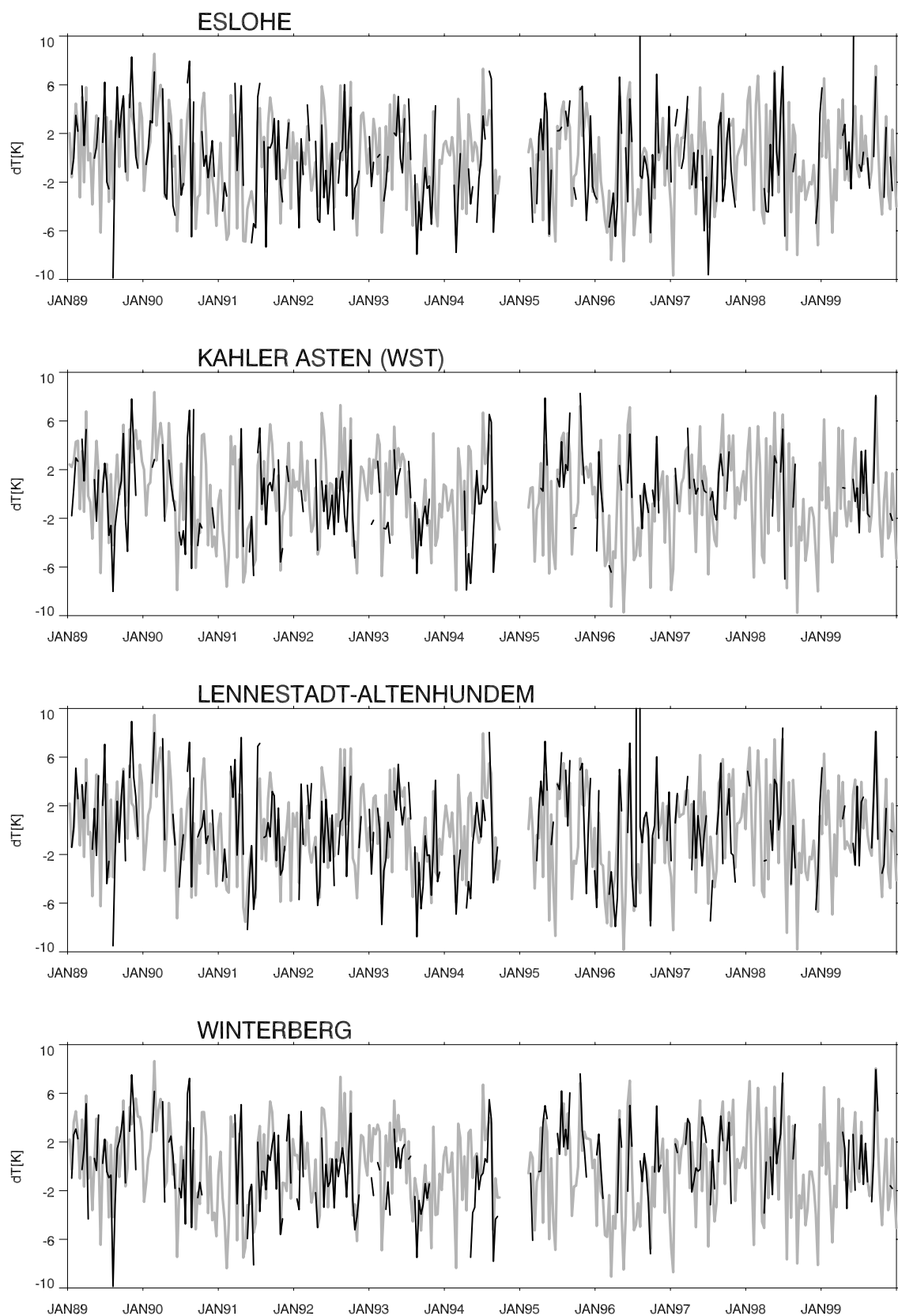
*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



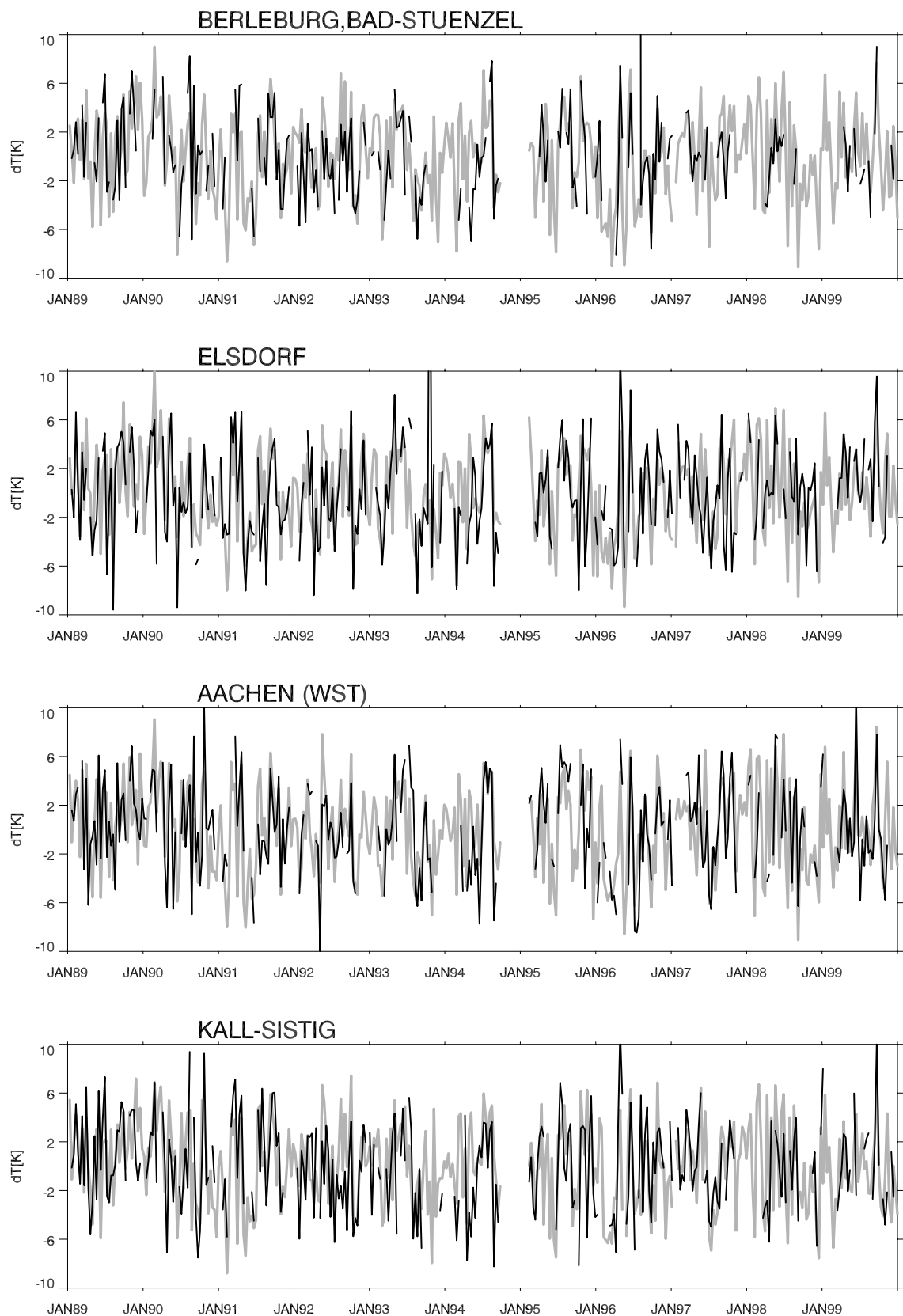
*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



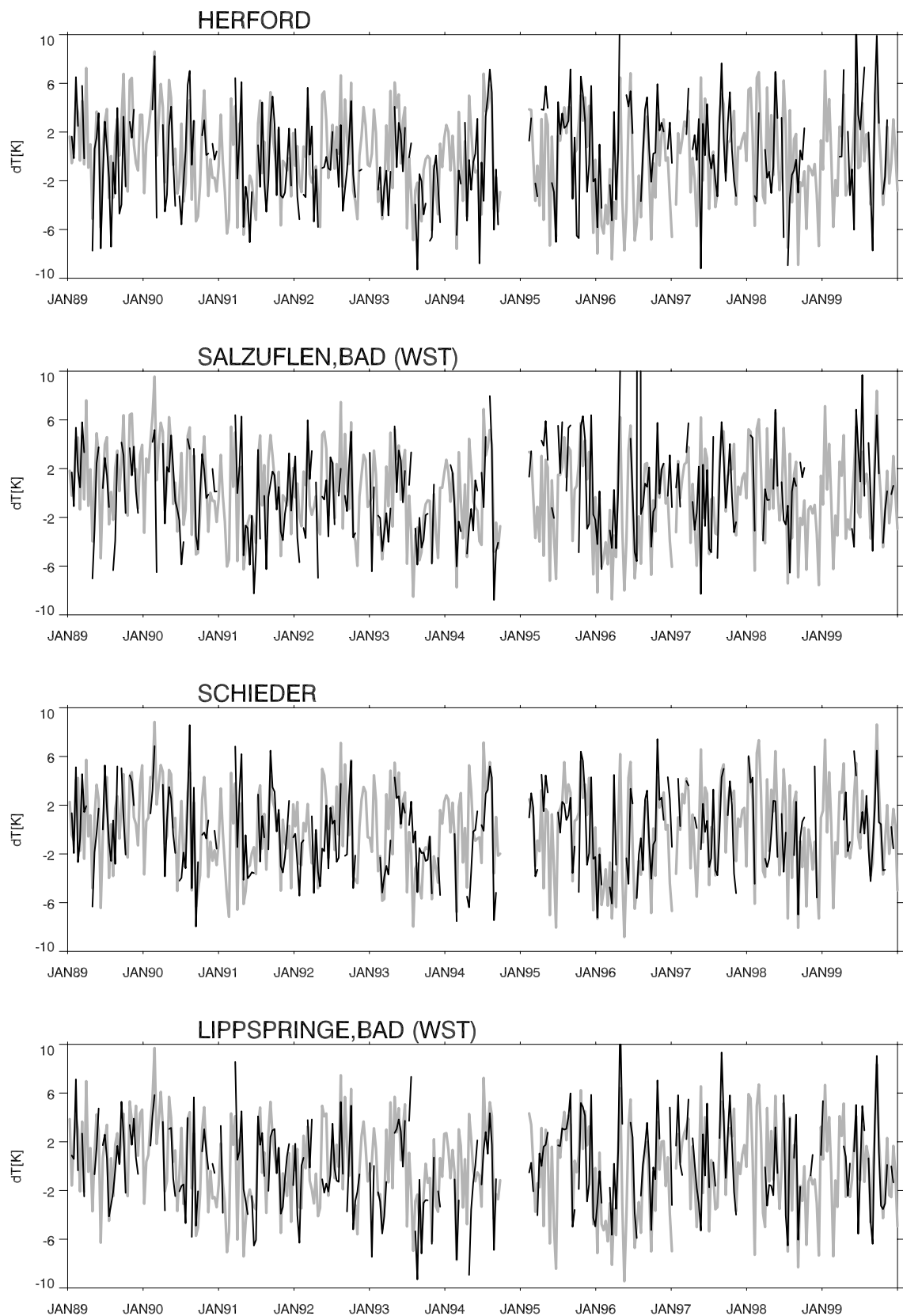
*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



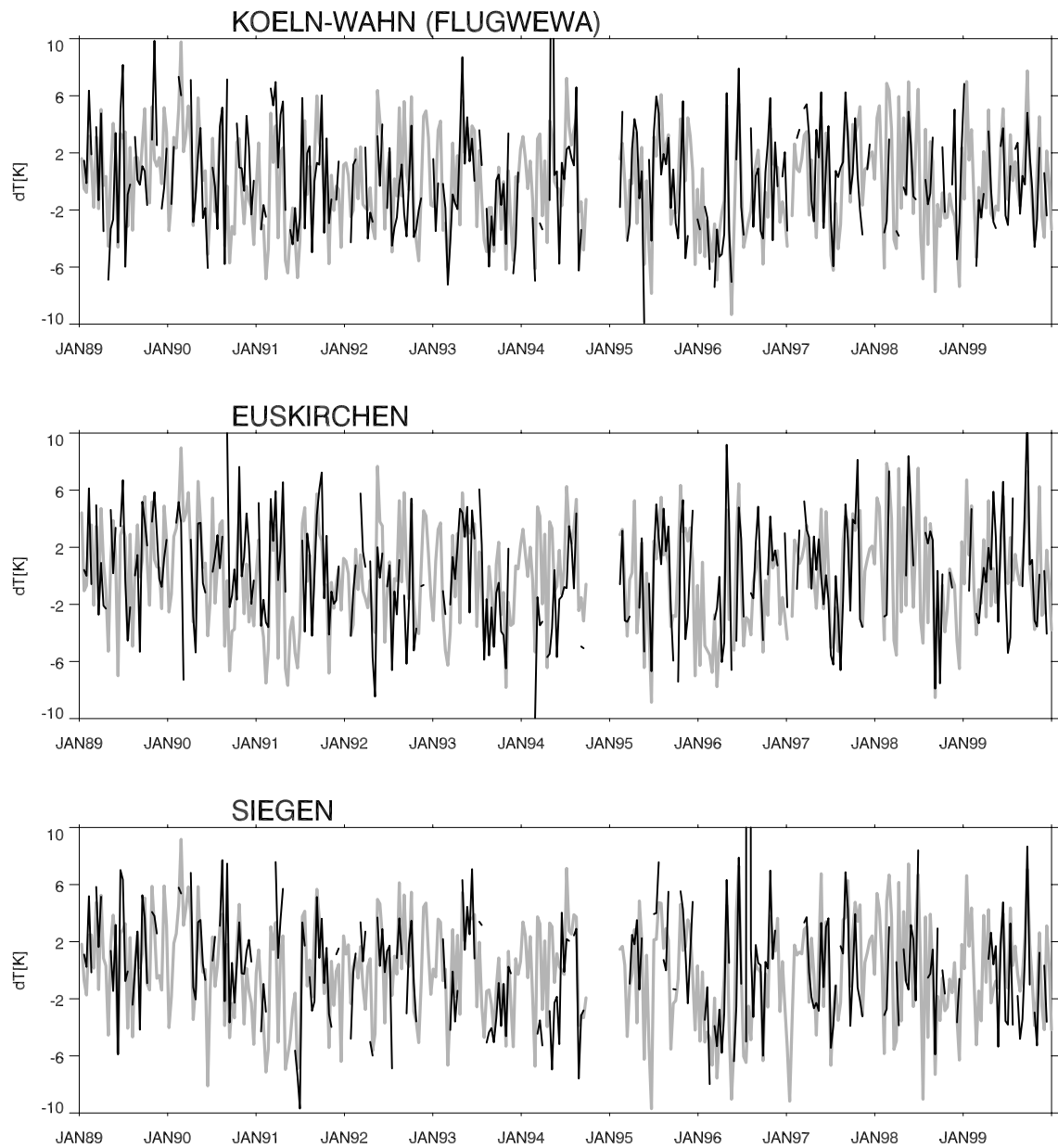
*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



















*ANHANG III – VERGLEICH VON AVHRR – OBERFLÄCHENTEMPERATUREN
MIT 2 m - TEMPERATUREN DER STATIONEN IN NRW*



Anhang IV: Satellitensignale 1989-2000

Die Abbildungen AIV-1 bis AIV-10 zeigen ergänzende Darstellungen der Veränderungen der Satellitensignale zwischen 1989 und 2000. Dargestellt ist das zeitliche Mittel der 10 – Tages-Komposite zwischen Mai und September. Abbildung AIV-11 zeigt den Jahresverlauf des räumlichen Mittels von NDVI, GEMI und T_s , wobei jeweils zwei aufeinanderfolgende Jahre zusammengefasst sind. Die Abbildungen AIV-12 und AIV-13 stellen die zeitliche Entwicklung der Fernerkundungsdaten für die einzelnen Monate dar.

Legende zu den Abbildungen AIV-1 - AIV-10:

	C1[%]	C2[%]	NDVI(*100)	GEMI(*100)	T_s [°C]
	0-2	<15	<10	< 35	>34
	2-3	15-16	10-15	35-37	33-34
	3-4	16-17	15-20	37-39	32-33
	4-5	17-18	20-25	39-41	31-32
	5-6	18-19	25-30	41-43	30-31
	6-7	19-20	30-32	43-45	29-30
	7-8	20-21	32-34	45-47	28-29
	8-9	21-22	34-36	47-49	27-28
	9-10	22-23	36-38	49-51	26-27
	10-11	23-24	38-40	51-53	25-26
	11-12	24-25	40-42	53-55	24-25
	12-13	25-26	42-44	55-57	23-24
	13-14	26-27	44-46	57-59	22-23
	14-15	27-28	46-48	59-61	21-22
	15-16	28-29	48-50	61-63	20-21
	>16	>29	>50	>63	< 20

C1-Mean May-September, no correction for orbital drift

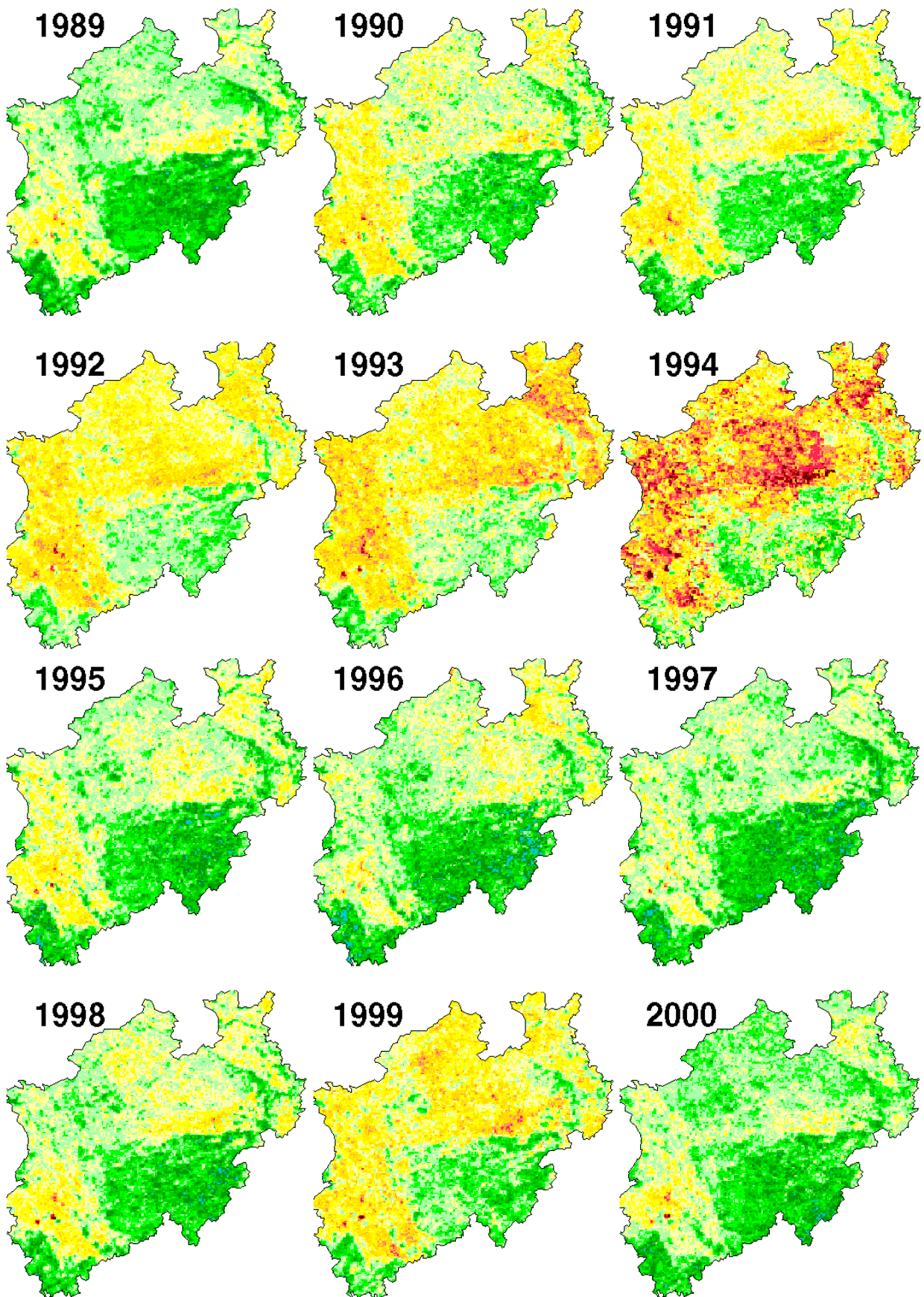


Abbildung AIV-1: C_1 -Mittelwerte (Mai-September) ohne Korrektur für den SUZ - Trend

C1-Mean May-September, corrected for orbital drift

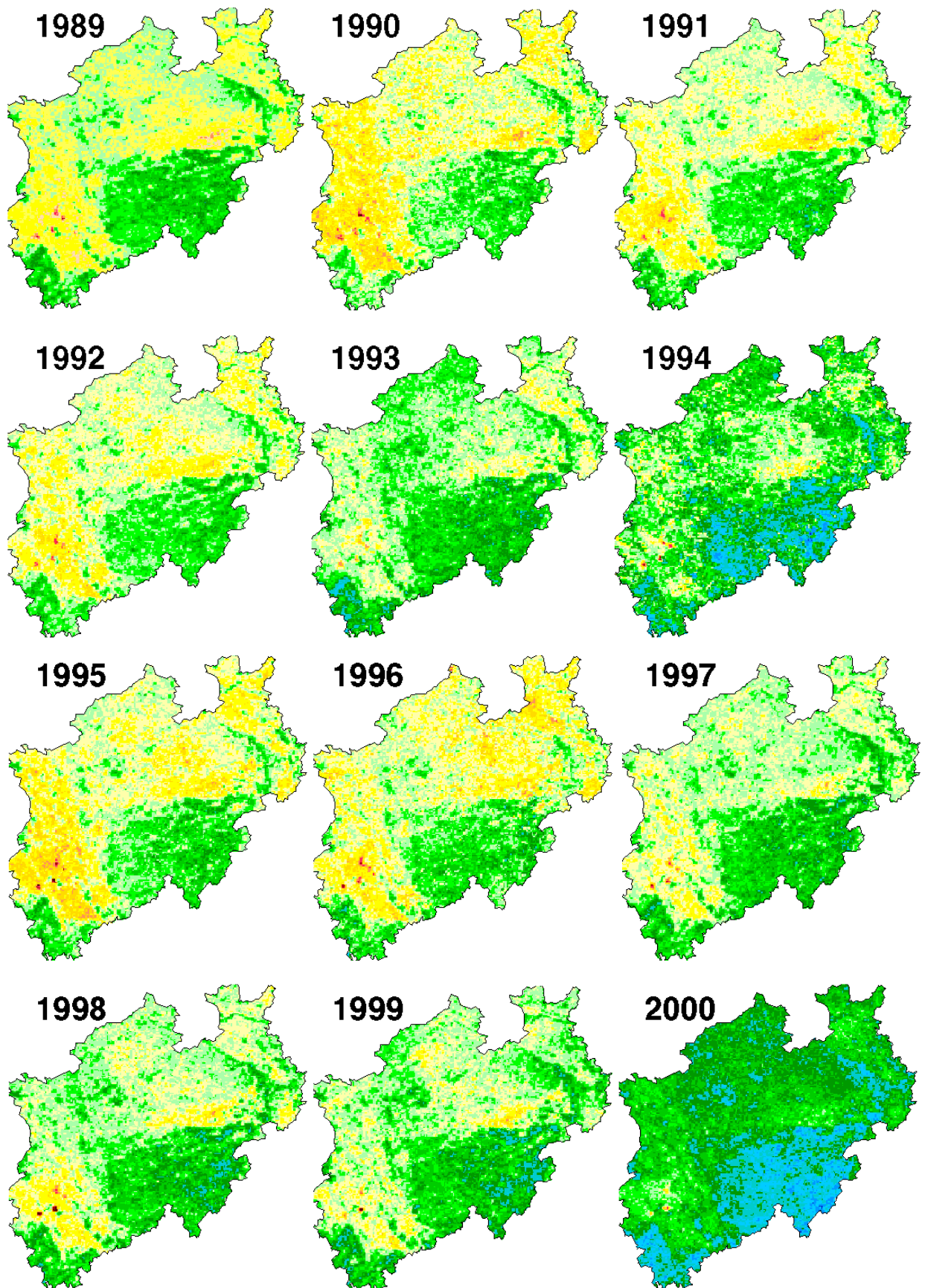


Abbildung AIV-2: C_1 -Mittelwerte (Mai-September) mit Korrektur für den SUZ - Trend

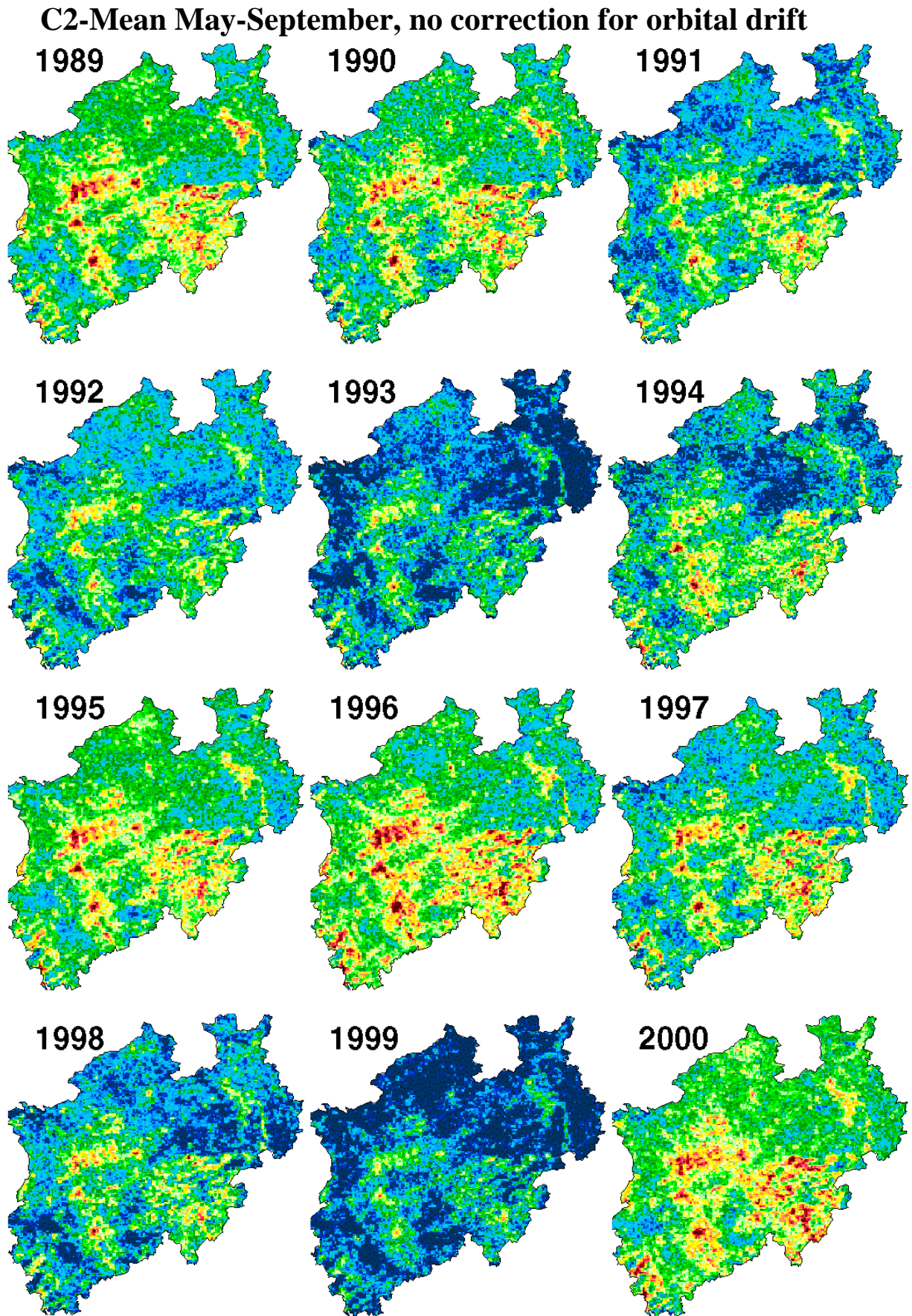


Abbildung AIV-3: C_2 -Mittelwerte (Mai-September) ohne Korrektur für den SUZ - Trend

C2-Mean May-September, corrected for orbital drift

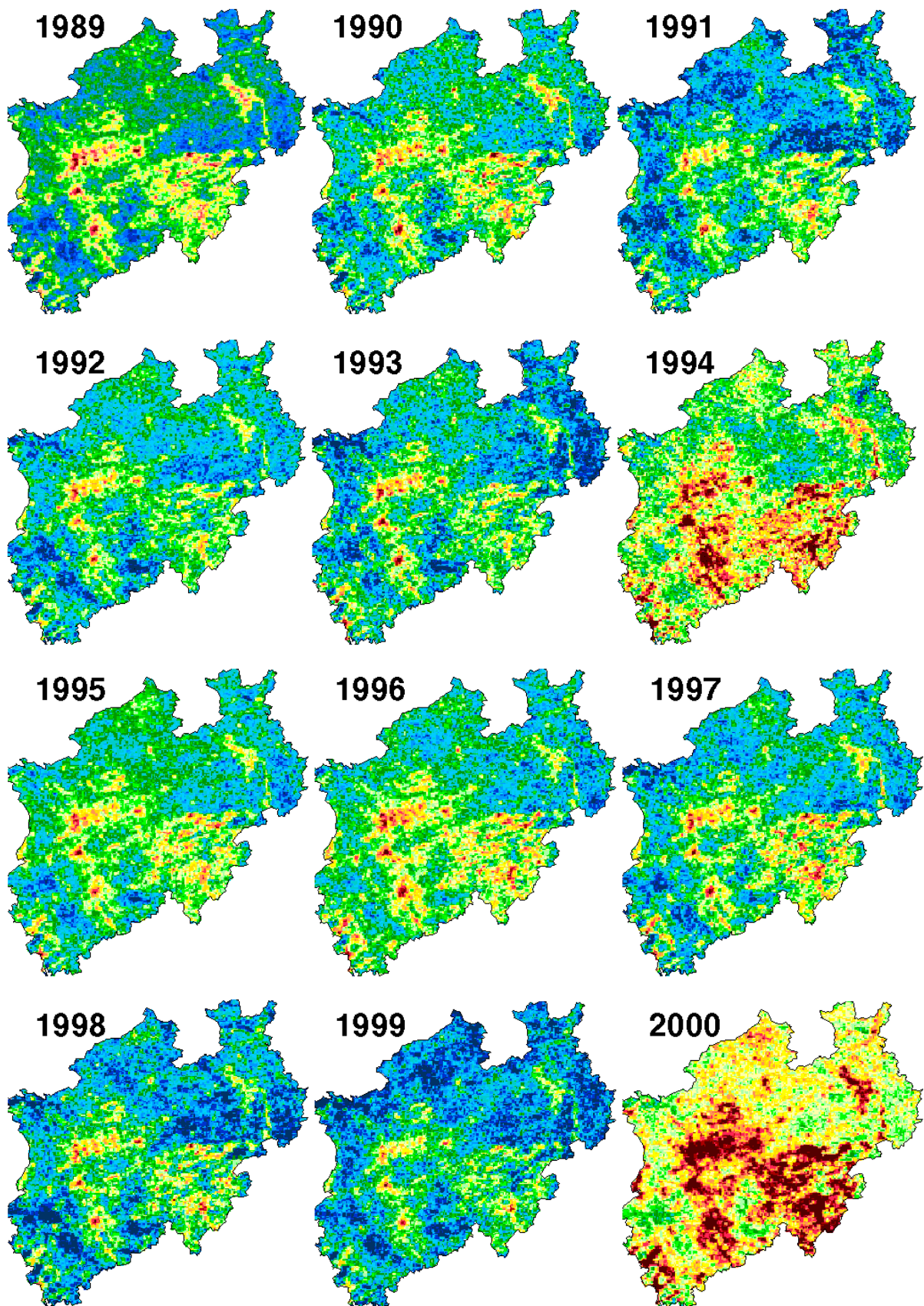


Abbildung AIV-4: C_2 -Mittelwerte (Mai-September) mit Korrektur für den SUZ - Trend

NDVI-Mean May-September, no correction for orbital drift

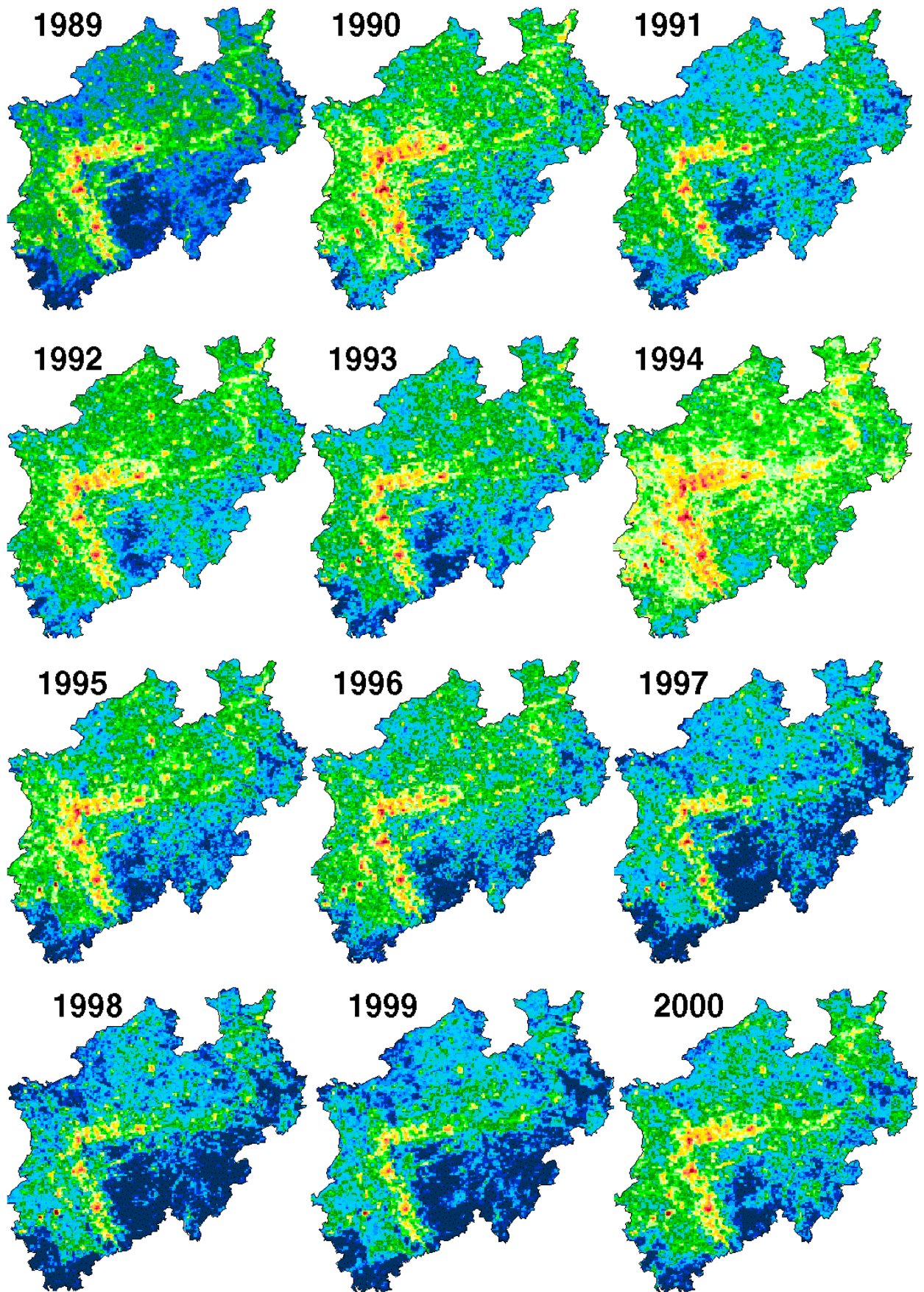


Abbildung AIV-5: NDVI-Mittelwerte (Mai-September) ohne Korrektur für den SUZ - Trend

NDVI-Mean May-September, corrected for orbital drift

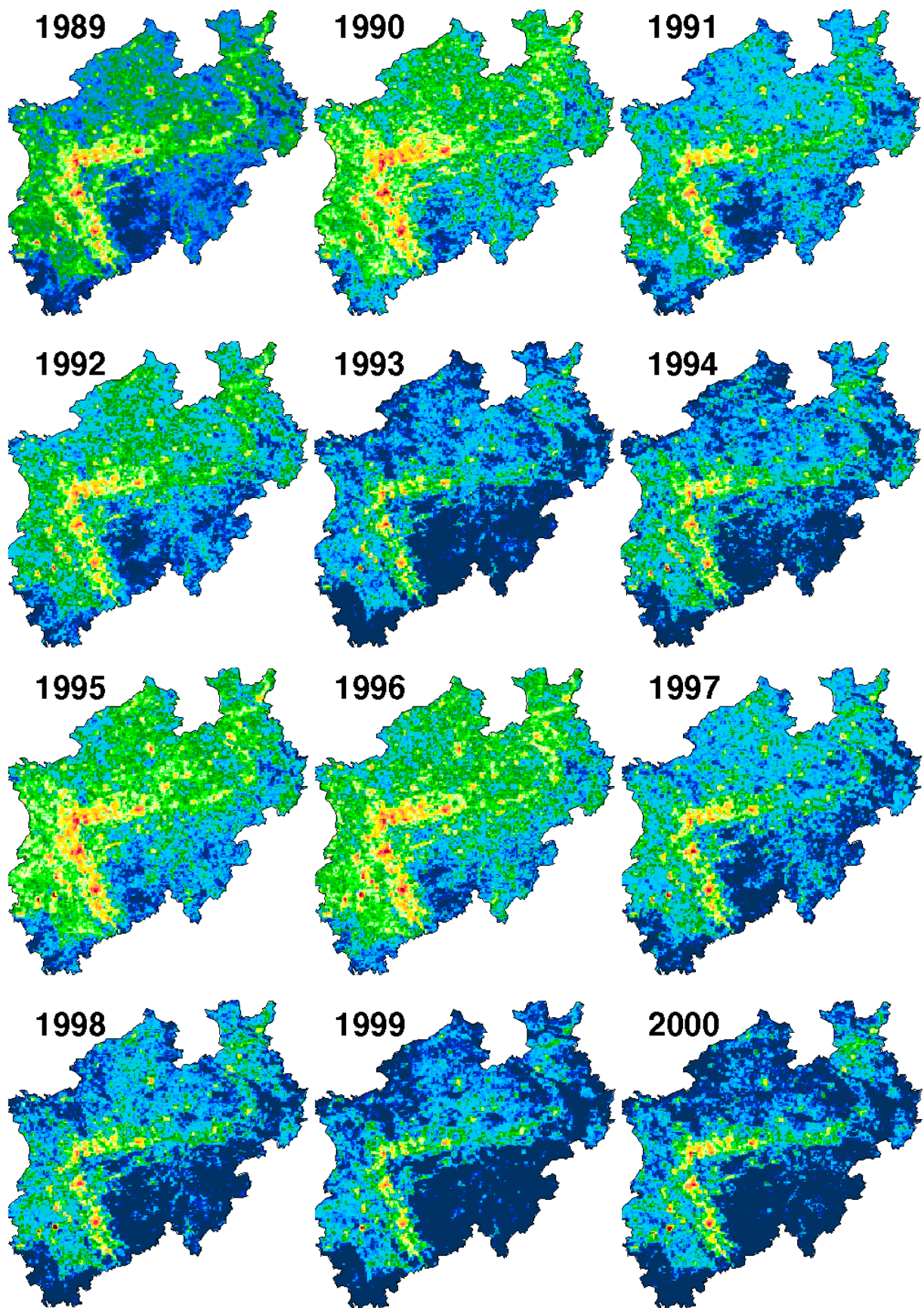


Abbildung AIV-6: NDVI-Mittelwerte (Mai-September) mit Korrektur für den SUZ - Trend

GEMI-Mean May-September, no correction for orbital drift

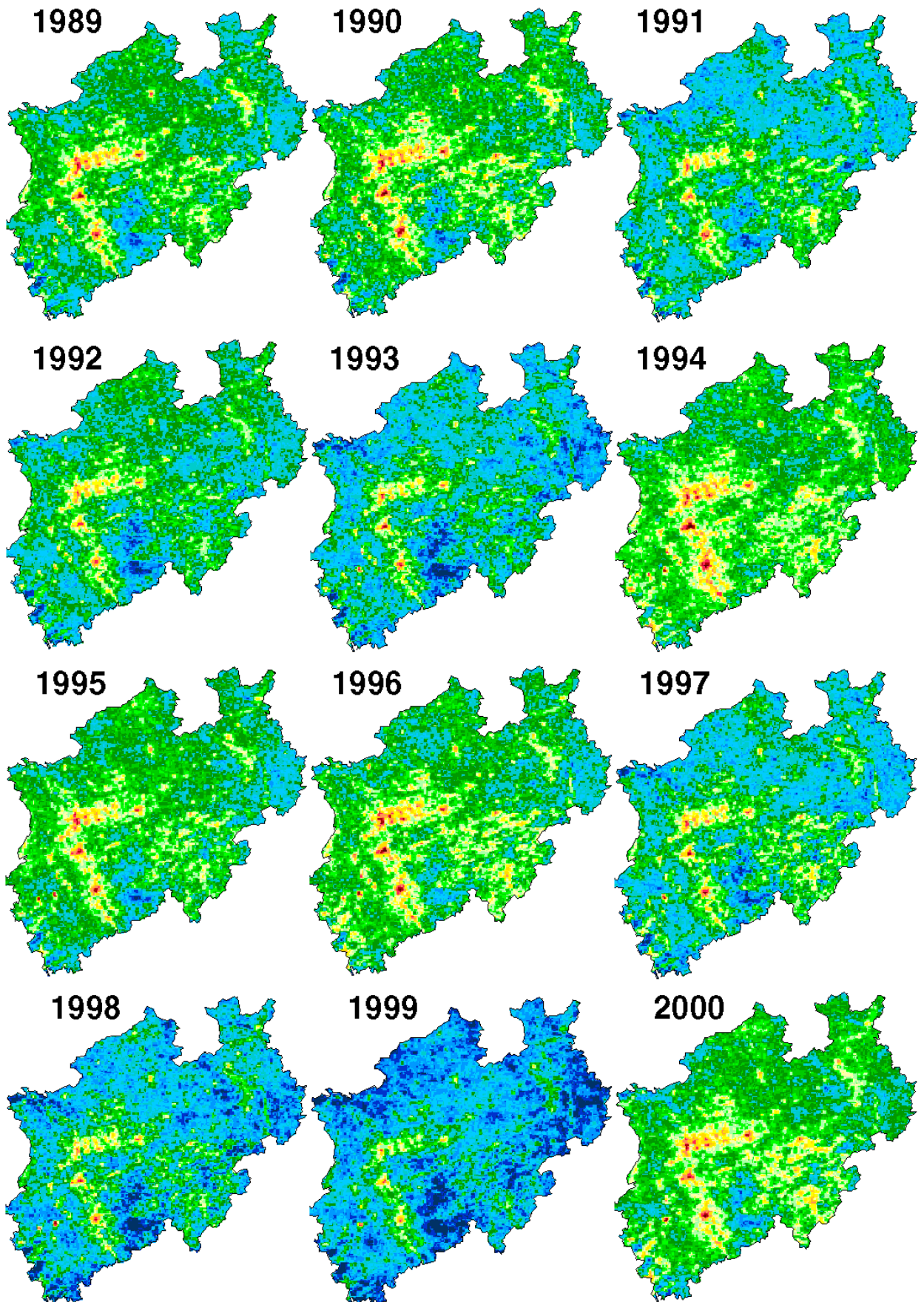


Abbildung AIV-7: GEMI-Mittelwerte (Mai-September) ohne Korrektur für den SUZ - Trend

GEMI-Mean May-September, corrected for orbital drift

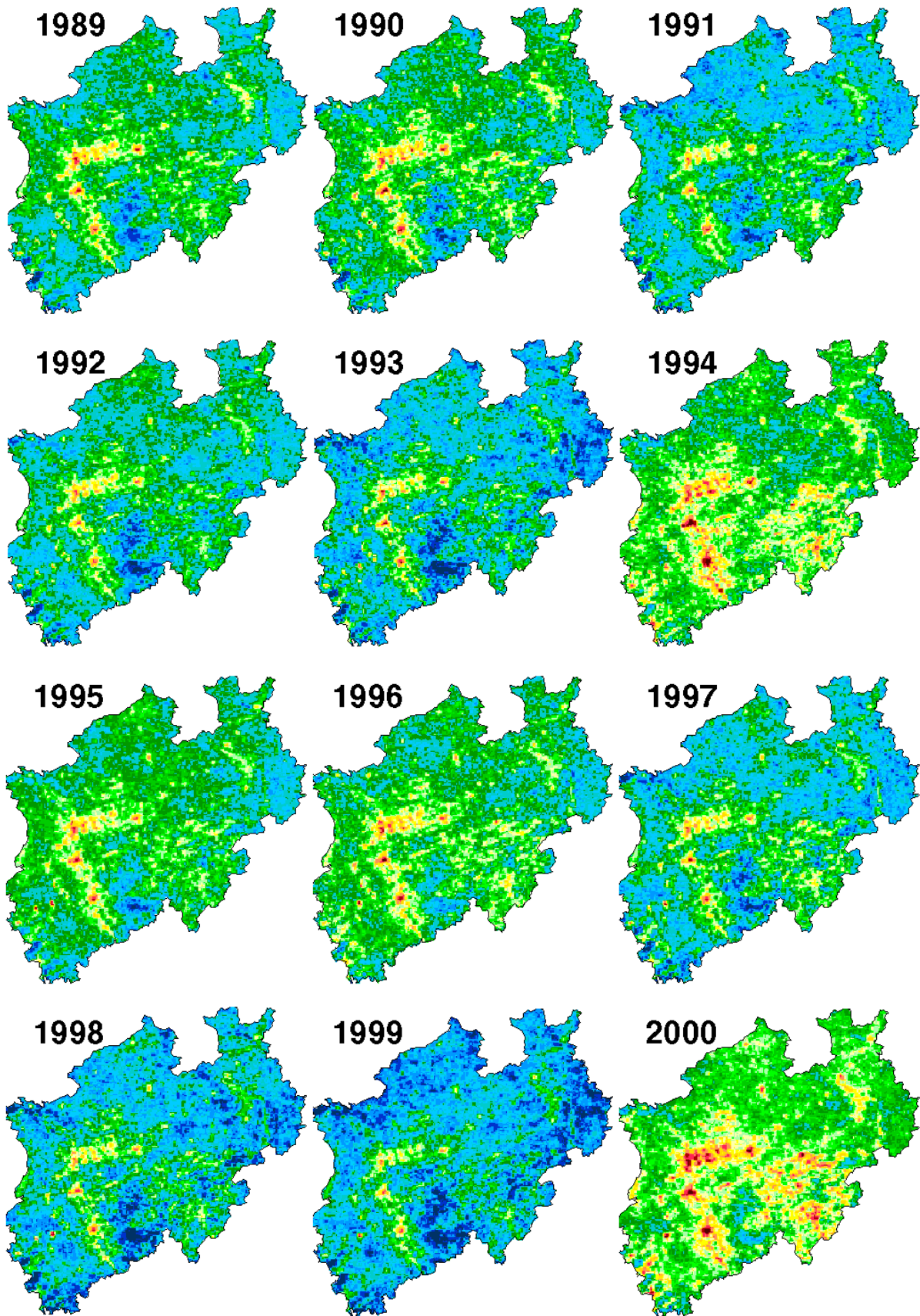


Abbildung AIV-8: GEMI-Mittelwerte (Mai-September) mit Korrektur für den SUZ - Trend

Ts-Mean May-September, no correction for orbital drift

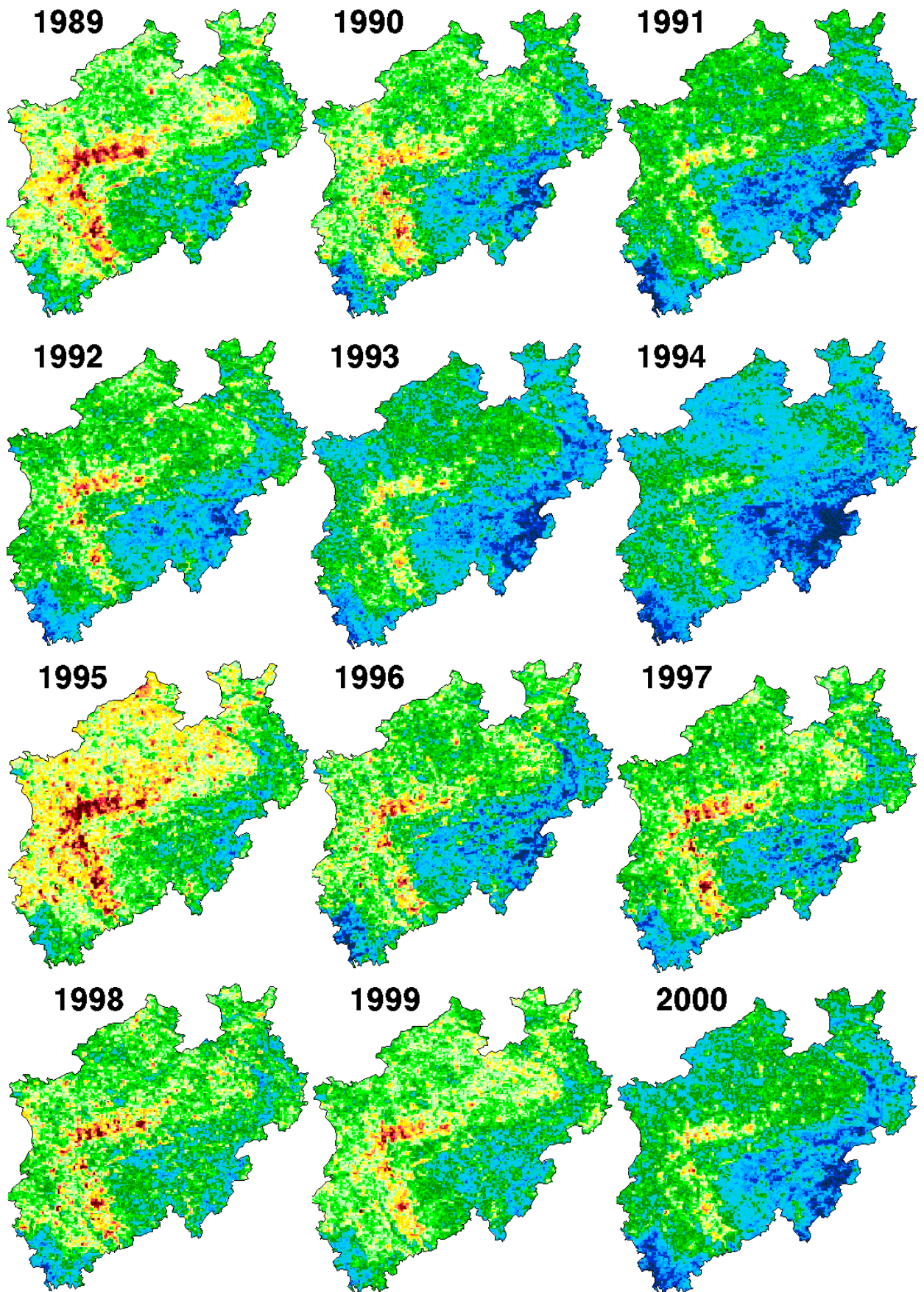


Abbildung AIV-9: T_s -Mittelwerte (Mai-September) ohne Korrektur für den SUZ - Trend

T_s -Mean May-September, corrected for orbital drift

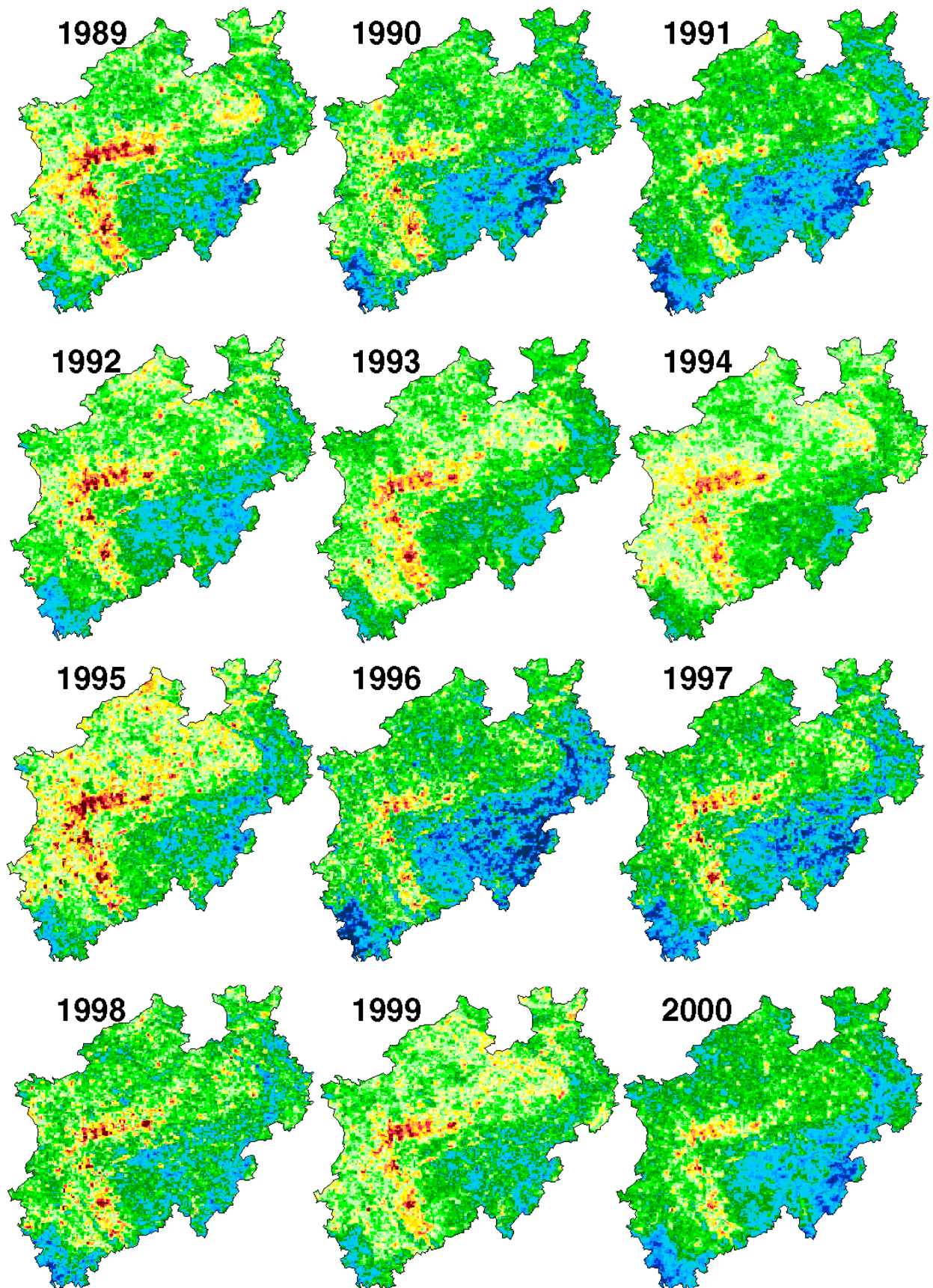


Abbildung AIV-10: T_s -Mittelwerte (Mai-September) mit Korrektur für den SUZ - Trend

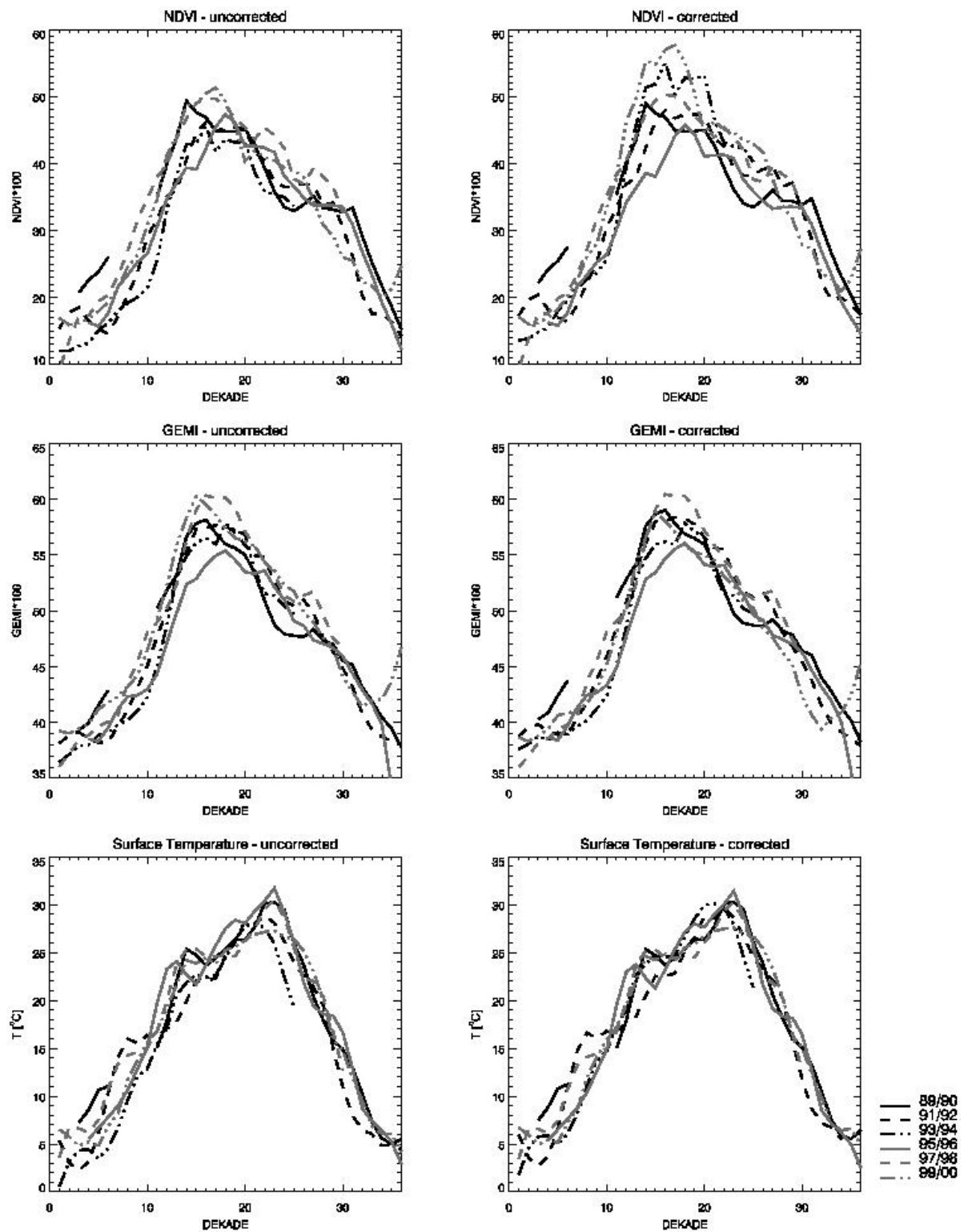


Abbildung AIV-11: Über zwei Jahre gemittelter Verlauf von NDVI, GEMI und T_s mit und ohne Korrektur für den SUZ - Trend

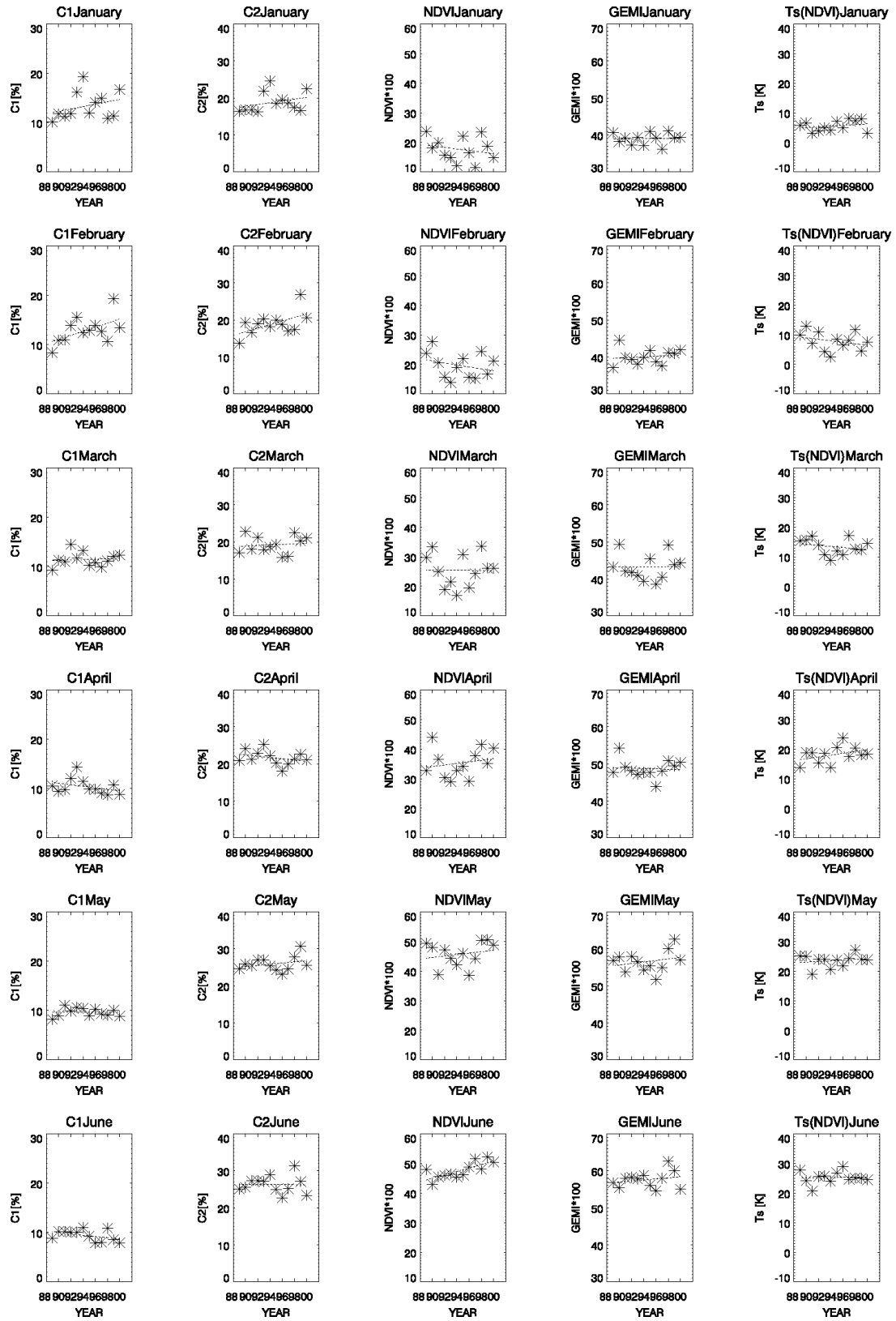


Abbildung AIV-12: Veränderung der Monatsmittelwerte von C1, C2, NDVI, GEMI und T_s (ohne Korrektur für den SUZ - Trend)

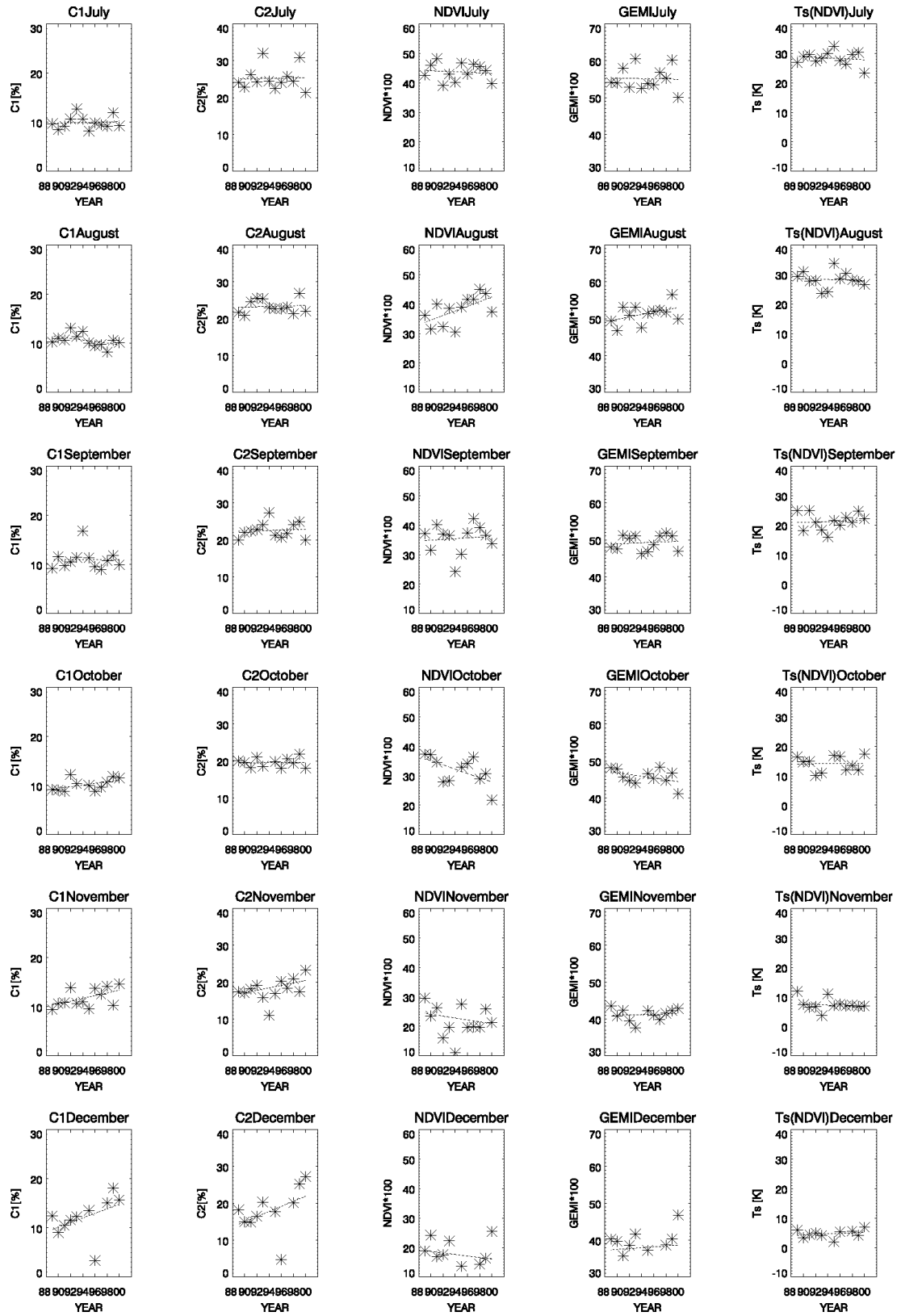


Abbildung AIV-12(f): Veränderung der Monatsmittelwerte von C1, C2, NDVI, GEMI und T_s (ohne Korrektur für den SUZ - Trend)

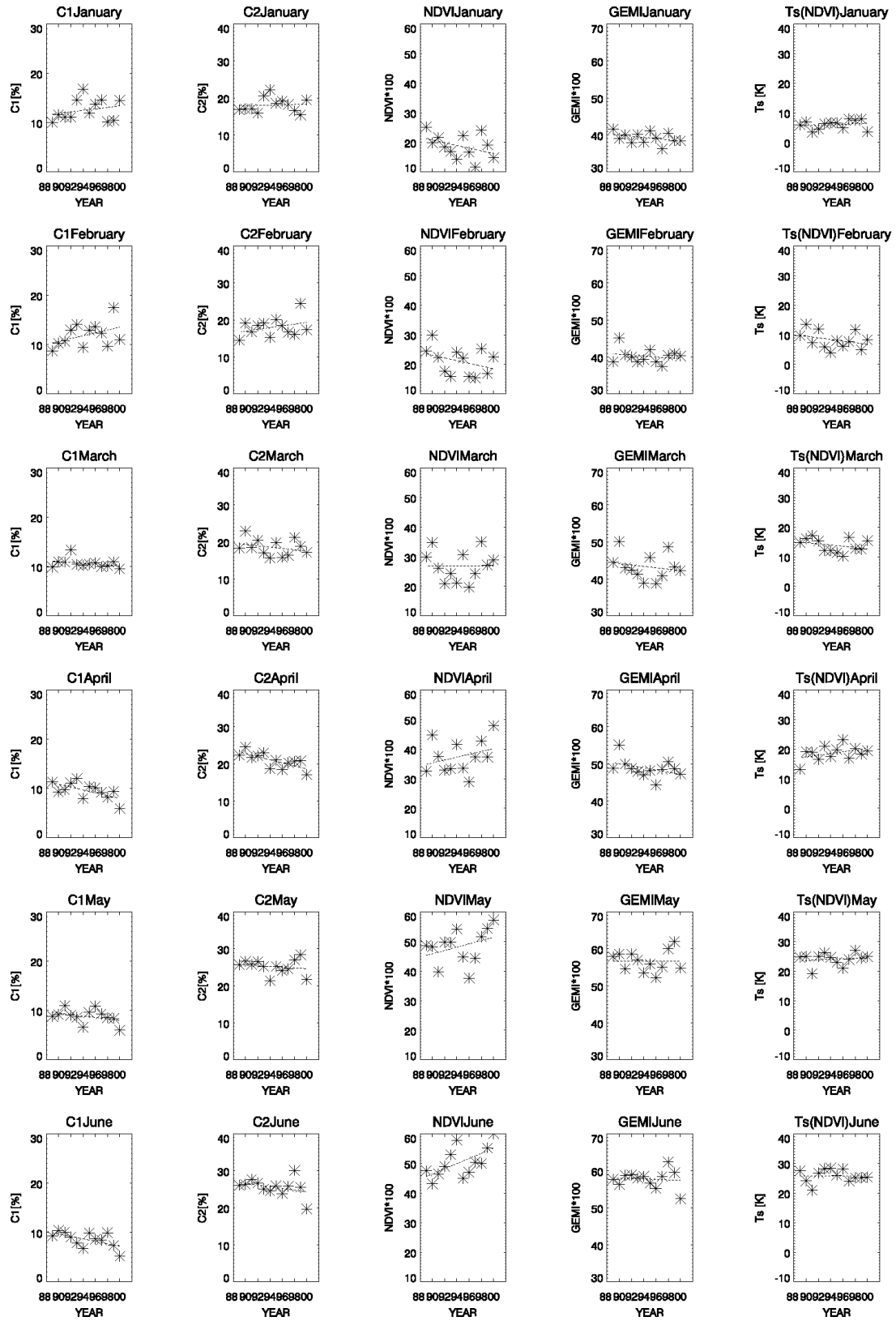


Abbildung AIV-13: Veränderung der Monatsmittelwerte von C1, C2, NDVI, GEMI und T_s (mit Korrektur für den SUZ - Trend)

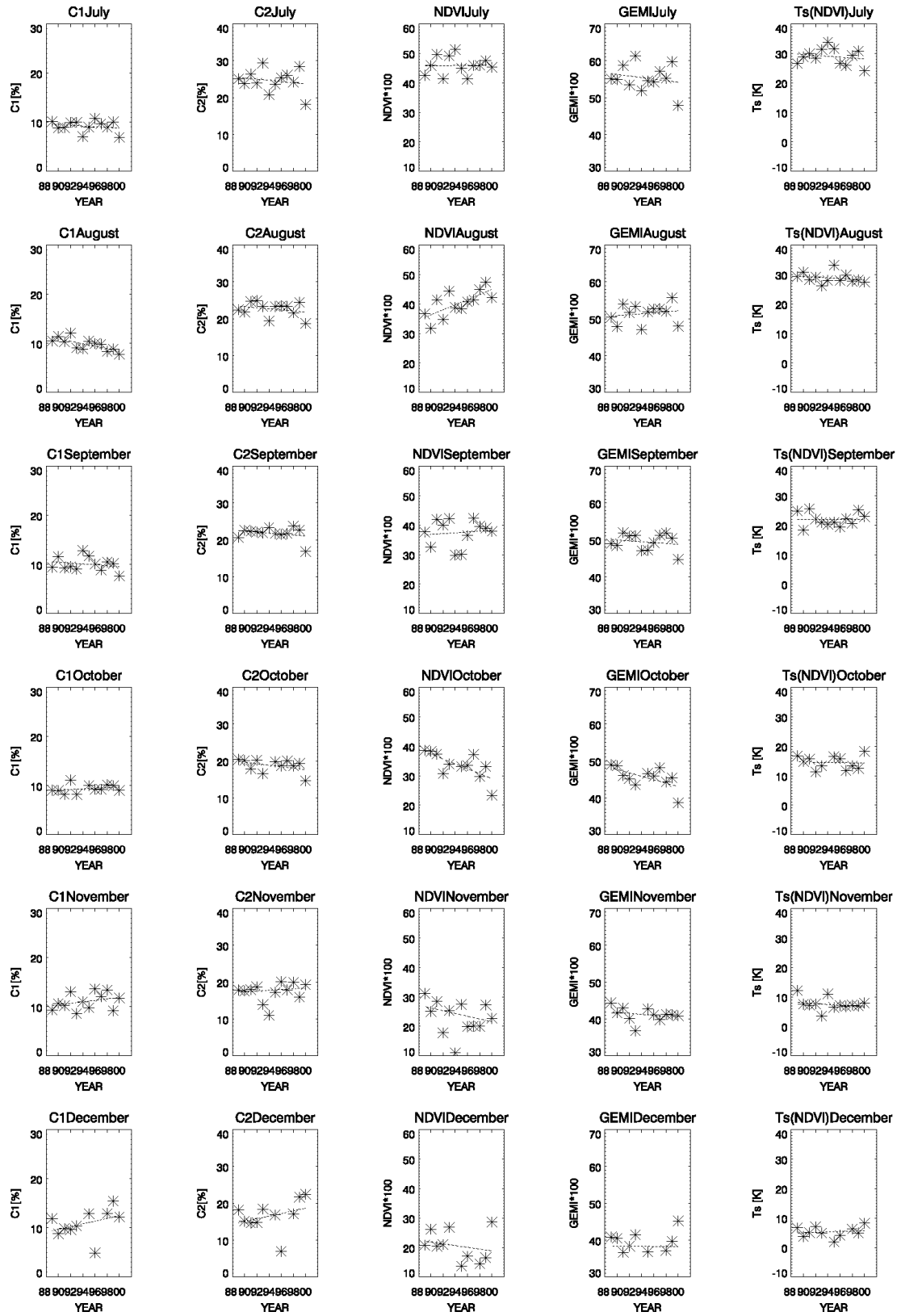


Abbildung AIV-13 (f): Veränderung der Monatsmittelwerte von C1, C2, NDVI, GEMI und T_s (mit Korrektur für den SUZ - Trend)

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei Clemens Simmer für die Vergabe des Themas, sein Interesse an der Arbeit und die intensive Betreuung bedanken. Herrn Gunter Menz danke ich für die Übernahme des Koreferats.

Patrick Groß danke ich für die Unterstützung rund um das Lokal –Modell.

Danken möchte ich weiterhin Dirk Koslowsky von der FU Berlin für die Bereitstellung der NOAA AVHRR-Daten.

Bei Herrn Lieding vom Institut für Landes- und Stadtentwicklungsforschung Nordrhein Westfalen bedanke ich mich für die Überlassung der Landnutzungsdaten

Die RWE Rheinbraun hat Luftbildbefliegungen der Tagebaubereiche von 1990 und 1999 zur Verfügung gestellt, auch dafür vielen Dank.

Der Deutsche Wetterdienst ermöglichte freundlicherweise die Simulationen mit dem Lokal-Modell und stellte die notwendigen Rechenkapazitäten zur Verfügung.

Den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Meteorologischen Instituts und des Graduiertenkollegs sei für vielfältige Diskussionen, Hilfestellungen und die angenehme Zusammenarbeit gedankt.

Die Arbeit wurde im Rahmen des Graduiertenkollegs 437 / 1– ‚das Relief – eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche‘ erstellt und von der DFG gefördert.